

B. I. G.

70437

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

# ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXIV



INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ No. 4  
BUCUREȘTI

1952

669



Institutul Geologic al României





REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

# ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXIV



INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ No. 4  
BUCUREȘTI  
1952



Institutul Geologic al României





## C U P R I N S U L

	Pag.
I. BĂNCILĂ. Scurtă prezentare asupra hărții geologice a împrejurimilor Cheilor Bicazului, întocmită de Prof. I. Atanasiu . . . . .	5
I. ATANASIU. Orogeneza și sedimentarea în Carpații orientali din Republica Populară Română . . . . .	13
— Faciesurile Flișului în Carpații orientali . . . . .	29
G. CERNEA. Zona internă a Flișului dintre Valea Moldovei și Valea Bistriței . . . .	37
T. JOJA. Cercetări geologice între Valea Râșcei și Valea Agapiei . . . . .	95
I. DUMITRESCU. Studiul geologic al regiunii dintre Țițuș și Coza . . . . .	195
M. PAUCĂ. Depozitele miocene presarmațiene din regiunea de curbură a Carpaților . .	271
MIRCEA D. ILIE. Cercetări geologice în regiunea Cluj—Cojocna—Turda—Ocna Mureșului—Aiud. . . . .	303





# SCURTĂ PREZENTARE ASUPRA HĂRȚII GEOLOGICE A ÎMPREJURIMILOR CHEILOR BICAZULUI, ÎNTOCMITĂ DE I. ATANASIU

DE

ION BĂNCILĂ

Prof. ION ATANASIU s'a stins din viață la 14 Aprilie 1949, în vârstă de 57 de ani, lăsând numeroase lucrări neterminate. Intre acestea, «Harta geologică a împrejurimilor Cheilor Bicazului» la scara 1:25.000 ocupă primul loc, atât prin amploarea problemelor studiate, cât și prin atașamentul autorului față de o regiune spre care și-a îndreptat primele și apoi cele mai pasionante studii de specialist.

Așa cum se menționează în subtitlul hărții, observațiile pe teren au durat, cu intermitențele normale, din 1919 până în 1934. Aceste observații s'au extins de fapt într'un cadru mult mai mare, cuprinzând în special regiunea Tulgheșului, situată la N de V. Bicazului. Harta geologică a acestei regiuni a fost imprimată încă din anul 1927 cu prilejul Congresului Asociației Carpatice, ținut la București, și a constituit în anul 1928 subiectul tezei de doctorat cu titlul «Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului» (*An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1929).

În modul acesta autorul și-a putut adânci până la cele mai mici detalii cunoștința asupra terenului. Adăugată conștiinciozității, vastei informații generale, ca și deosebitului simț geologic care au caracterizat activitatea științifică a prof. ION ATANASIU, această amănunțită recunoaștere de teren a făcut ca harta să se prezinte ca o lucrare în totul armonioasă și obiectivă, cu multă claritate în sine. Aceste calități nu pot compensa, totuși, absența textului, a cărui redactare autorul a amânat-o, se pare din pricina dificultăților ce le-a întâmpinat la interpretarea definitivă a acestei regiuni, atinsă, în diverse perioade vechi, de puternice eroziuni, iar în prezent acoperită de numeroase pornituri, păduri și fânețe.





Obligația ce ne-a revenit de a face prezentarea de față ne apare deci ca foarte grea, neputându-ne da seama în ce măsură elementele consemnate în hartă ajunseseră a fi fost subordonate, în cursul anilor, unor interpretări diferite, în acord cu observațiile regionale mai noi și stadiul gândirii autorului. Deaceia din respect pentru ce ar fi putut fi propria redactare a prof. I. ATANASIU și din dorința de a nu stingheri reflexiile noului observator, ne vom limita la câteva indicații generale și pur informative.

«Harta geologică a împrejurimilor Cheilor Bicazului» se limitează la N pe linia Muntele Beneș—Muntele Jidanul — Vama Veche pe Bicaz: la Sud pe linia Curmătura—Fundul Bicăjelului — Fundul Dămucului — Cutul Boresei; la W pe cumpăna apelor dintre P. Bicaz—P. Bekeni, iar la E pe Obcina Vama Veche — Bicaz prin D. Smidei la Muntele Lung — Cutul Boresei.

Sistemul hidrografic gravitează în totalitate spre V. Bicazului, care taie regiunea dela SW la NE în condițiuni deosebit de favorabile pentru observarea structurii geologice. În partea superioară a acestei văi se situează lacul Ghilcoș, născut prin bararea naturală a văii, iar în aval de acesta cunoscutele chei, lungi de 5 km și cu pereți până la 300 m altitudine. În cuprinsul Cheilor, se face confluența cu P. Bicăjelul care alungește axul sinclinalului extern, iar mai la vale de chei se face confluența cu P. Dămucului, care urmărește de aproape limita Cristalin-Fliș.

Morfologia regiunii este dominată în S și centru de Masivul Hăghimaș—Ghilcoș—Suhardul—Muntele Bardoș, în care se întâlnesc variatele și impresionantele aspecte ale regiunilor calcaroase. Pe limita de W, Vârfurile Ciprunca, Licaș și Vithavas constituie masive cu pante inferioare domoale, în Cristalin, dar cu vârfuri aspre de dolomite. Pe limita de E, Obcina Muntele Lung deschide perspective spre peisajul mai blând din zona Flișului.

Asociația de Șisturi cristaline cu dolomite, calcare și diverse roce eruptive și sedimentare, reunite cu prezența Lacului Ghilcoș și a cheilor, constituie din împrejurimile Cheilor Bicazului un colț de concentrată frumusețe naturală.

Din punct de vedere geologic regiunea încadrată de hartă se situează la limita a două mari unități structurale ale Carpaților orientali: Zona centrală cristalino-mesozoică și Zona Flișului.

Între aceste zone mari harta indică o linie care păstrează peste tot caracterul unei falii cu revărsare ușoară la E. Acest caracter reiese din poziția ezitantă a celor mai vechi depozite de Fliș ca și reapariția Cristalinului de sub aceste depozite pe versantul stâng al Văii Dămucului, între P. Bățului—P. Ivanoș. Remarcabilă este deasemenea prezența unor zone înguste de conglomerate care par să reprezinte nivelul inferior al depozitelor de Fliș. Asupra acestor conglomerate s'au făcut discuțiuni numeroase și nu am putea spune dacă autorul ajunsese la o părere precisă asupra semnificației lor,



Compartimentul care se desfășoară la W de linia de falie este ocupat de Șisturi cristaline pe care se suprapun depozite sedimentare a căror vârstă merge din Triasicul inferior până în Cretacicul superior. Șisturile cristaline de aci aparțin unui fundament care este valabil pentru tot lanțul Carpaților orientali, fundament, pe care îl cunoaștem ca mai dezvoltat spre N (Tulgheș-Rodna) și în afundare treptată spre S (Hăghimaș-Ciuc).

Șisturile cristaline sunt repartizate în hartă la două zone de metamorfism regional: epizona și mesozona. În fiecare din acestea sunt separate tipuri de roce caracteristice și anume:

În grupul epizonal se menționează: calcare cristaline, cuarțite negre, roce porfirogene, cloritoșisturi și gneissuri. În unele puncte rare, acestea sunt străbătute de roce filoniene.

În grupul mesozonal se menționează: micașisturi și gneissuri cu biotit, în care apar rare amfibolite.

Cu aceste separațiuni, Cristalinul din jurul Cheilor Bicazului se caracterizează diferit față de cel din regiunea Tulgheș. În adevăr, în afară de un grup epizonal cu caracter identic cu cel arătat mai sus și un grup mesozonal redus la petece neînsemnate, studiul regiunii Tulgheș menționează și « masive de intrusiune », în care intră roce granodioritice, gneissuri cu biotit, cu aureola lor de contact, în care intră migmatite, micașisturi cu grenafi, cloritoșisturi cu biotit, amfibolite, împreună cu apofizele lor, în care apar gneissuri oculare albe și roșii. Ținând seamă de continuitatea limitelor dintre cele două hărți, ar reieși că prof. I. ATANASIU tindea să înglobeze masivele de intrusiune cu anexele lor în ansamblul metamorfismului mesozonal, în care face numai menționările petrografice sumare de mai sus.

Acest punct de vedere permite, desigur, o legătură mai bună cu ansamblul lucrărilor din Carpații orientali și se răsfrânge asupra interpretării tectonice a Cristalinului, în sensul că nu se mai poate admite că poziția în general superioară a grupului mesozonal, față de cel epizonal, este urmarea unei deversări a maselor intrusive antrenate în cutările mai noi. Harta nu ne dă însă indicații mai multe în acest sens.

Depozitele sedimentare care se așează pe nucleul cristalin aparțin structural așa numitei « Cuvete marginale » (V. UHLIG); regiunea Cheilor Bicazului reprezintă porțiunea în care caracterul de mare sinclinal al acestor depozite reiese cu mai multă claritate. Aripa internă a cuvetei apare cu o dezvoltare largă către S și W de Chei, unde depozite triasice și jurasice ocupă o întindere remarcabilă. Aripa externă se face evidentă printr'o înșirare de mici petece de Triasic, începând din V. Jidanului până la Fundul Dămucului. În ce privește axa, ea este ocupată de depozite cretacic-medii care invadează local spre aripa internă.





În succesiunea depozitelor de pe Cristalin se constată existența a trei cicluri de sedimentare, separate prin discordanțe nete și anume:

1. Ciclul Triasic inferior — Liasic inferior,
2. Ciclul Dogger — Porthlandian (Cretacic inferior?),
3. Ciclul Cretacic mediu (Strate cu Orbitoline).

În primul ciclu se cuprind conglomerate cuarțitice, breciforme, gresii cuarțitice roșii și dolomite. Conglomeratele bazale aparțin Werfenianului inferior și se dispun variabil, când pe elemente aparținând grupului epizonal, cum este cazul mai ales la aripa externă, când pe elemente ale grupului mesozonal, cum este cazul general pe aripa internă. Uneori, conglomeratele din același petec se așează pe ambele grupe (Piatra Pânțăreni—Bicaz). De aci reiese caracterul transgresiv al Werfenianului inferior și deci încadrarea în Paleozoic a genezei și tectonicei masei cristaline.

Dolomitele se situează în restul Triasicului inferior, Triasicul mediu nu este identificat în hartă, fără a se sublinia o lipsă de sedimentare sau o discordanță.

Rareori și pe suprafețe foarte mici, apar petece de Triasic superior constituite din calcare albe. Este de relevat dispoziția acestor calcare, care pe versantul de W al Muntelui Bardos se așează direct pe Cristalin, în V. Suhardului pe dolomite și Cristalin, iar în P. Oii numai pe domolite.

Intr'un singur loc sub Muntele Ghilcoș, deasupra lacului, pe dolomite apare și o lentilă de calcar roșu de vârstă liasică.

Fauna recoltată de aci și determinată de GR. RĂILEANU definește calcarele ca aparținând părții superioare a Liasicului inferior sub facies de Hierlatz. Acesta este punctul fosilifer citat de FR. HERBICH și E. VADÁSZ și care era atribuit Liasicului sub facies de Adneth. Apariția discontinuă și superpoziția anormală a elementelor de Triasic superior — Liasic pun probleme importante în legătură cu evoluția regiunii și cu stilul ei tectonic. Acestea nu reies, însă, din harta Cheilor Bicazului, cu alt caracter decât cel din regiunea Tulgheș.

În al doilea ciclu, Dogger—Porthlandian, se cuprinde Doggerul cu gresii calcaroase cenușii, cu trecere la conglomerate mărunte care marchează începutul unei noi transgresiuni. Oxfordianul cu radiolarite în benzi înguste, Kimmeridgianul cu calcare marnoase roșietice, cu *Ammonites acanthicus* și Porthlandianul cu calcare recifale masive, cenușii. Toate acestea sunt grupate în Masivul Hăghimaș—Ghilcoș—Suhardul Mare—Muntele Bardos, unde formează doi solzi principali: solzul Suhardul la W și solzul Hașmaș—Ghilcoș la E. Pe direcția de despărțire a celor doi solzi (P. Oii) se însinuează depozite cretacice medii.

Primul element important pentru acest ciclu este dispoziția lui transgresivă, fapt ce reiese din poziția conglomeratelor de bază. Astfel, pe P. Cupașul





conglomeratele se dispun pe Cristalin, în timp ce către S ele stau pe Triasic superior, apoi pe Triasic inferior. Sub Muntele Ghilcoş aceleaşi conglomerate se aşează pe Liasic inferior. Se remarcă desigur importanţa acestei poziţii pentru interpretarea tectonicii generale.

Al doilea element important pentru acest ciclu este modul cum se încheie. În această privinţă harta menţine un semn de întrebare pe platoul Hăghimaşului, unde sunt conturate puţine calcare marnoase albe, probabil de vârstă cretacic-inferioară. Aceasta ne-ar face să admitem că prof. I. ATANASIU era înclinat să considere că faciesul calcaros recifal din Jurasicul superior a continuat şi în Cretacicul inferior.

În al treilea ciclu, de vârstă cretacic-medie, se relevă marno-gresii şi conglomerate înglobate sub denumirea de «Strate cu Orbitoline». În fapt, această denumire nu ne lămureşte îndeajuns, dar dacă facem apel la harta Tulgheşului reiese că aceste depozite se încadrează în Aptian şi că au o poziţie transgresivă peste seria mesozoică mai veche şi peste Cristalin. Această poziţie este foarte clară pentru conglomerate. Se remarcă astfel avansarea conglomeratelor din Muntele Lapoş (N Bardoş) care ajung direct pe Cristalin, poziţia lor când pe Dogger când pe calcarele jurasice superioare în tot lungul aripilor interne, ca şi poziţia foarte schimbătoare a acestor conglomerate dealungul aripilor externe.

Desigur că acest mod de prezentare ne poate face să ne gândim la o vârstă diferită, mai nouă, a conglomeratelor prin comparaţie cu marno-gresiile inferioare. Unele discuţiuni şi unele aluzii din cursul de stratigrafie al lui I. ATANASIU ar lăsa să se vadă că el reflecta la o vârstă mai nouă, cenomaniană, a conglomeratelor.

La baza stratelor aptiene harta menţionează numeroase apariţii de calcare, pentru care nu poate fi decât interpretarea mai veche, a unor formaţiuni recifale sincrone cu marno-gresiile. Deasemenea se marchează mai multe filoane de serpentine. Ele pot fi o dovadă pentru lipsa unei tectonici importante în acest timp.

În ce priveşte depozitele din zona Flişului ele sunt repartizate în hartă la următoarele:

Strate de Sinaia, în care se separă un nivel inferior ce cuprinde intercalaţiuni subţiri de conglomerate mărunte cu elemente de Cristalin şi Mesozoic mai vechi şi un nivel superior cu şisturi calcaroase.

Strate de Bistra, în care se separă un nivel inferior cu şisturi marnoase, uneori negricioase şi un nivel superior cu gresii.

Strate cu Orbitoline, a căror dezvoltare se face în afară de limita hărţii, la E. În cadrul hărţii se atribue acestor strate numai câteva şisturi marnoase şi gresoase dela E de Vama Veche pe Bicaz.



În ce privește vârsta acestor tipuri de strate rămâne oarecare confuzie, justificată de lipsa unor elemente paleontologice și a unor paralelizări nu îndeajuns de clare. Astfel, pentru Stratele de Sinaia pare că autorul tindea să le treacă la bază în Porthlandian, iar la partea superioară să le ducă până la finele Hauterivianului. Pentru Stratele de Bistra menține, dar cu un semn de întrebare, vârsta barremiană, iar pentru Stratele cu Orbitoline vârsta aptiană. Cu aceste puncte de vedere prof. I. ATANASIU rămâne consecvent cu studiile sale mai vechi asupra Zonei Flișului.

\* \* \*

Asupra tectonicii regiunii Cheilor Bicazului s'au relevat mai sus câteva elemente mai importante. Astfel, pentru masa cristalină, poziția inversată a celor două grupe constituie încă un punct de discuție. TH. KRÄUTNER, în studiul său asupra Cristalinului Rodnei, a relevat existența unor pânze de vârstă hercinică. Noi înșine, în regiunea Hăghimaș-Ciuc, am constatat poziția superioară a grupului mesozonal și am socotit această poziție, fie ca urmarea unei cute culcate, fie mai ales, ca a unui plan spre depresiunea transilvăneană. Se pare însă că modul nou sub care este privit fenomenul de metamorfism, după care acesta își are punctele sale de influență maximă repartizate altfel decât pe o succesiune verticală, ar da o soluție mai bună.

În ce privește tectonica depozitelor mesozoice de pe Cristalin, ea rămâne dominată de aspectul de sinclinal mare, cu aripile dezvoltate neegal, cu o ridicare gradată spre N și cu o afundare până la dispariție spre S. Se poate vorbi de o tectonică a primului ciclu Triasic-Liasic, deosebită de a ciclului doi, Dogger-Porthlandian și a acestuia, de ciclul trei, Cretacic mediu. Astfel, ciclul prim formează petece rămase de sub o eroziune activă și cu o răspândire proprie. În general, el nu relevă o cutare prea accentuată. Ciclul doi se dispune pe Cristalin și pe ciclul unu. El formează în Hăghimaș cei doi solzi amintiți, care se caracterizează printr-o revărsare la W. În sfârșit, ciclul trei umple o arie depresionară și depășește indiferent termenii anteriori. Desigur că o tectonică în aceste linii simple poate să nemulțumească, și în fapt au și apărut interpretări cu mult mai complicate, dar pentru care nu se pot aduce elemente de absolută convingere. Astfel, interpretarea lui D. M. PREDA asupra existenței unor pânze de vârstă cimeriană ar avea avantajul să dea o explicație pentru aparițiile sporadice ale Triasicului superior și Liasicului. Regiunea Cheilor Bicazului și în general nucleul central al Carpaților orientali nu poate furniza date clare în acest sens. În orice caz, pentru a înțelege mai clar modul în care prof. I. ATANASIU vedea tectonica acestei regiuni, se poate cerceta lucrarea asupra regiunii Tulgheș și în special profilul prin partea superioară a Văii Bicazului (pg. 333, fig. 76. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1928).





Cu acestea socotim ca suficiente datele pe care le-am putea prezenta noi asupra hărții geologice a împrejurimilor Cheilor Bicazului. Fiind obligați, în lipsa oricărei notițe, să ne limităm la simpla privire a hărții, desigur că pe alocuri am putut să depășim unele idei ale autorului. Ele pot fi evitate de noul cercetător, pentru care harta prof. I. ATANASIU va constitui documentul prim și de cea mai mare importanță, chiar dacă el va avea șansa să descopere rocc și fosile de o altă semnificație.

*Primit: Aprilie 1950.*







Institutul Geologic al României

# OROGENEZA ȘI SEDIMENTAREA ÎN CARPAȚII ORIENTALI DIN REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ <sup>1)</sup>

DE  
ION ATANASIU

În anii din urmă și-a făcut loc tot mai mult în Geologie ideea că sedimentele pe care le cuprindem sub denumirea de Fliș <sup>2)</sup> sunt formații sinorogene, adică formații în care și factura și ritmul de formare al depozitelor au stat în dependență, mai mult sau mai puțin strânsă, cu fenomene de cutare ale scoarței.

În mod curent, și cu deosebire după apariția operei lui E. HAUG (1907), sedimentarea a fost privită mai ales în funcție de coastă și de adâncime. Fiind luată ca tip sedimentarea care are loc în jurul blocurilor continentale, s'au definit faciesurile sedimentelor după depărtarea de coastă și după poziția lor față de platforma înneacă a blocurilor: faciesul litoral se formează lângă coastă, în regiunea în care zbuciumul valurilor atinge și fundul, faciesul neritic este al platformelor continentale, faciesul bathial apare pe povârnișul care duce dela marginea platformelor către marile adâncimi, iar faciesul abisal este acel al sedimentelor de pe fundurile adânci ale oceanelor.

Depozitele de tipul Flișului, caracterizate prin grosimea lor uneori extraordinară și prin variația excesivă în constituție, care are ca urmare o stratificație schimbătoare, uneori chiar pe grosimi de ordinul milimetrelor, nu-și puteau găsi locul în acest cadru, fiindcă în niciunul din domeniile celor patru tipuri clasice de faciesuri nu se cunoșteau astăzi sedimente asemănătoare și nici nu se puteau închipui condiții în care, în același cadru, astfel de sedimente să se fi putut forma.

Încă din secolul trecut, geologi eminenți, ca FR. HAUER și M. NEUMAYR, observau că formații sedimentare de felul Flișului alpin și carpatic se mai

<sup>1)</sup> Articolul de față redactat de decedatul Prof. I. ATANASIU în Aprilie 1949, a fost depus spre publicare, de EMILIA SAULEA, în Iunie 1951.

<sup>2)</sup> Flysch, cuvânt de origină elvețiană, care vine dela o denumire locală.





întâlnesc și în alte lanțuri muntoase; M. NEUMAYR (9, p. 369) le urmărea chiar în tot lungul orogenului mediteranean, până în Indiile Orientale. Putem privi acest fapt ca o primă aprehensiune că Flișul este subordonat orogenezei.

La Congresul Geologic Internațional dela Zürich, în conferința ținută la 1 Septembrie 1894, MARCEL BERTRAND (3, p. 169) exprimă ideea că « Flișul este umplutura geosinclinalelor care s'au format pe marginea lanțurilor muntoase după prima ridicare a unui masiv central ». El distinge un Fliș fin, pe care-l numește Flișul șistos sau Flișul B, și care reprezintă sedimentul format în geosinclinalul primitiv, în care va lua naștere cuta, și un Fliș grosier sau Flișul C, Flișul propriu zis care reprezintă sedimentele celor două cuvete laterale care s'au format după ridicarea, în geosinclinalul inițial, a unei bolți centrale mai mult sau mai puțin complexe. Geologul francez afirmă deci nu numai dependența Flișului de orogeneză, ci încearcă să și explice mecanismul prin care orogeneza determină formarea acestor sedimente cu facies specific.

PAUL ARBENZ (1) pune problema și mai strâns: « Independent de adâncimi, se pot deosebi, următoarele tipuri de sedimentare.

1. Sedimentare epirogenă, în mări epicontinentale la care materialul clastic vine de pe blocul continental. Se recunosc adesea cicluri de sedimentare: transgresiune, inundație, regresiune;

2. Sedimentare orogenă, în regiuni geosinclinale și geanticlinale, la care materialul clastic vine din munții pe cale de formare. Ciclurile de sedimentare sunt adesea nedistincte;

3. Sedimentare talatogenă (numai sedimente chimice și organogene) care nu reprezintă un opus al celorlalte două tipuri, ci se îmbină cu ele în chipurile cele mai felurite. »

Cadrul clasic cu cele patru faciesuri apare așa dar numai ca un caz particular al sedimentării marine, și anume este cazul sedimentării pe platformele blocurilor continentale. Sedimentarea de tipul acesta poate funcționa și se poate încadra în faciesurile respective un timp destul de lung, chiar dacă blocul nu are niciun fel de mișcări. Teoretic ea nu se va opri decât atunci când, prin roaderea continuă a blocului și prin colmatarea corespunzătoare a bazinei de sedimentare, s'ar ajunge la o curbă de echilibru. Același cadru nu suferă modificări esențiale chiar dacă blocul continental schimbă poziția pe verticală adică dacă se ridică sau se scufundă. Prin ridicare sau scufundare, adică prin ceea ce numim epirogeneză, sedimentarea poate fi accelerată sau întârziată, dar faciesurile păstrează și factura lor petrografică și poziția lor unul față de altul.

Ca să se poată forma o șistozitate cu strate ale căror grosimi sunt de ordinul milimetrilor, de felul aceleia pe care o găsim la Flișuri, ar trebui ca blocul să se ridice și să se scufunde la intervale de timp de ordinul secolelor, fiindcă un secol este de ajuns ca să se depună un sediment de 1 mm grosime. Un astfel





de ritm de mișcare, care în geologie poate fi numit frenetic, nu se cunoaște și nu se poate admite pentru blocuri.

Deducem de aici că Flișul nu poate lua naștere pe platformele blocurilor, nici în cazurile când blocurile au mișcări epirogenetice, și cu atât mai puțin atunci când ele rămân nemișcate. Flișurile, adică sedimentele sinorogenice în general, se formează numai în zonele de cutare și este evident că elementul determinant pentru formarea lor nu poate fi decât acela care este specific zonelor de orogeneză: mișcarea tangențială.

Ținând seama de ceea ce s'a putut preciza până acum în ce privește mecanismul orogenezei, putem schița în felul următor cadrul în care are loc, în marea majoritate a cazurilor, sedimentarea sinorogenică.

Un bloc rigid, care înaintează, constituie partea internă a zonei de orogeneză; în fața lui, geosinclinalul care din cauza înaintării blocului este strâns între bloc și un ținut din față, inert din punct de vedere al mișcării tangențiale. Până la acest ținut se vor resimți cutările pe care le vor încerca depozitele din zona de orogeneză sub acțiunea împingerii laterale ce vine dela blocul intern. În timpul orogenezei, unele din cute depășesc nivelul apei și cad sub acțiunea distrugătoare a valurilor, așa încât materialul care le constituie poate intra în compoziția sedimentelor sinorogenice.

Deoarece depozitele zonelor de orogeneză sunt în general de aceeași natură fizică, fiindcă sunt sedimentate mai întotdeauna în condiții destul de asemănătoare ca să poată apărea aproape constant sub același facies, faciesul de Fliș caracteristic acestor zone, este de presupus că ele vor reacționa în mod asemănător și la presiunile tangențiale. Bănuim, deci că în orice zonă de orogeneză, supusă unei presiuni laterale venind dintr'o singură parte, cutarea se va desfășura după anumite legi generale, impuse, pe de o parte de asemănarea depozitelor care se cutează pe de altă parte de asemănarea cadrului în care se desfășoară fenomenele. Legile de orogeneză pe care le putem formula astăzi întemeiați mai ales pe studii făcute de geologi români în Carpați, sunt următoarele:

*Legea diapirismului.* Încă din anul 1907 (4, 5, 6, 7) prof. L. MRAZEC, după ce studiasse împreună cu W. TEISSEYRE regiunile petrolifere din zona subcarpatică din Muntenia, a atras atenția asupra faptului că în sedimentele cele mai noi, pliocene, care se găsesc cutate aici, apare un tip aparte de cute, tip pentru care el a introdus denumirea « Cute diapire ». Caracterul specific al cutelor diapire este disarmonia între felul cum sunt cutate părțile profunde (sâmburii) și părțile superficiale (boltele). Dăm aici figura cu care prof. L. MRAZEC ilustrează această disarmonie (fig. 1).

Tot el afirmă caracterul regional al acestui tip de cute și dependența lor de zona periferică sau superioară a ariilor de orogeneză.



În anul 1930, întemeiat pe lucrările lui ATHY asupra compresibilității rocilor argiloase, am demonstrat (2) că în depozite argiloase, cum sunt acelea ce se găsesc în mod normal în ariile de orogeneză, cutarea trebuie să se manifeste întâi în adâncime și numai după ce a trecut de o anumită amplitudine ea poate apărea și la suprafața depozitelor. Într'adevăr, din studiile lui ATHY rezultă că argilele se pot comprima liniar până la 20% și că la o grosime a depozitelor



Fig. 1

de peste 2.000 m aceste roce ajung să fie comprimate până la maximum posibil, prin apăsarea pe care o dau depozitele care stau deasupra. Dacă admitem că într'o masă de sedimente argiloase compresibilitatea maximă posibilă a fost a-

tinsă la 2.500 m adâncime și luăm un km dela această adâncime ca unitate, atunci compresibilitatea laterală încă posibilă la diferitele nivele mai superioare, exprimată în metri, este următoarea:

La 2.000 m. . . . .	cca 8 m
La 1.500 m. . . . .	cca 14 m
La 1.000 m. . . . .	cca 32 m
La 500 m. . . . .	cca 74 m
La suprafață . . . . .	cca 197 m

Cu alte cuvinte, pe când un strat care s'ar găsi sub 2.500 m de sedimente argiloase se va cuta de îndată ce blocul intern ar înainta, un strat dela suprafață ar putea sta necutat fiind încă compresibil, până ce blocul nu va fi înaintat cu aproape 200 m. Acest fapt nu se mai întâmplă însă fiindcă undulațiile adânci ajung cu timpul să miște și stratele dela suprafață prin subîmpingere. După cum se vede, o cută diapiră se formează, cel puțin un timp, sub acțiunea a doi factori: în profunzime, în regiunea sâmburelui, factorul care determină cutarea este forța tangențială, pe când la suprafață, în regiunea bolții, cutarea o determină subîmpingerea. De aici vine și disarmonia între sâmbure și boltă.

După ce, prin înaintarea continuă a blocului intern, s'a realizat compresiunea maximă posibilă pentru toate stratele, până la suprafață, cutarea se continuă numai sub acțiunea presiunii tangențiale și din acel moment înainte diapirismul, caracterizat prin subîmpingeri de natura celor arătate, nu mai funcționează. Deasemeni diapirismul, în sensul în care îl privim aici, nu poate apărea nici la adâncimi mai mari de 2.500—3.000 m, fiindcă la acele adâncimi rocele fiind comprimate până la maximum, nu se mai poate naște o disarmonie tectonică, datorită diferenței de compresibilitate, ca la suprafață. În procesul



de cutare al unei zone de orogeneză, diapirismul apare deci ca un fenomen mărginit și în timp și în spațiu. Mărginit în timp numai la începutul orogenezei, până în momentul în care înaintarea blocului intern a ajuns să comprime până la maximum și stratele de suprafață, mărginit în spațiu numai la o zonă superioară în care depozitele sunt încă compresibile. El este însă un fenomen normal și general în cutarea zonelor tipice de orogeneză.

Cu aceste detalii date putem formula legea diapirismului în termenii următori: într-o zonă de cutare formată din depozite de tipul Flișului, primele cute care apar în partea superioară a zonei sunt cute cu caracter diapir.

Cutele diapire nu sunt vizibile decât în zonele de cutare noi, pentru că numai în acele zone eroziunea n'a înlăturat încă învelișul de suprafață în care aceste cute se pot forma.

*Legea asimetriei.* Sub acțiunea unei forțe tangențiale venite dintr-o singură direcție, cum este cazul la majoritatea ariilor de orogeneză, se formează o primă serie de cute a căror lungime de undă este foarte probabil o funcție, în primul rând, de natura sedimentelor ce sunt supuse cutării. În cutele Pliocenului din colinele subcarpatice ale Munteniei, această lungime de undă pare să fie de ordinul a 10—12 km. Deoarece, după cum am arătat, în pătura superficială de 2—3 km grosime în care sedimentele nu sunt încă complet comprimate, posibilitatea neepuizată de comprimare lasă blocul să înainteze cu atât mai mult cu cât el este mai aproape de suprafață, fruntea blocului se va găsi cu timpul aplecată spre exterior. După datele obținute de ARHY, în sedimente predominant argiloase, atunci când compresiunea maximă posibilă ar fi atinsă și la stratul superior, această frunte s'ar prezenta în profil așa cum este reprezentată în figura 2.

Această situație arată cât se poate de clar o revărsare asupra ariei de sedimentare a blocului care produce presiunea, și este un prim aspect al asimetriei. Aceeași asimetrie o regăsim și în profilul

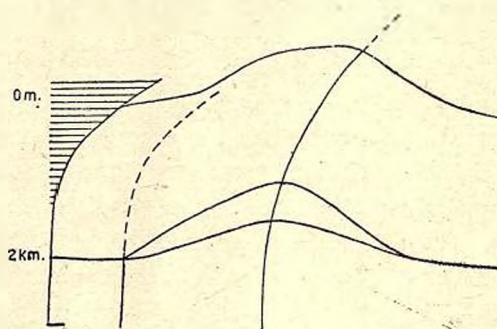


Fig. 2

cutelor din zona superficială. Într-adevăr, aceste cute se formează, după cum am arătat, sub acțiunea a două forțe: subîmpingerea cu care începe cutarea, și presiunea laterală care apare din ce în ce mai târziu, cu cât se manifestă mai aproape de suprafață. Dacă lungimea de undă a cutelor rămâne



aceeași la toate nivelele, ceea ce este foarte probabil, vârful primei cute se va găsi cu atât mai spre exterior cu cât pătura cutată este mai nouă, fiindcă linia dela care începe cutarea, adică fruntea blocului intern, înaintază din ce în ce mai mult cu cât este mai aproape de suprafață.

Aceste două asimetrii sunt deci consecințe normale ale compresibilității în partea superficială a zonelor de orogeneză. Cu aceste lămuriri, legea asimetriei poate fi formulată în felul următor:

În partea superficială a zonelor de orogeneză, atât fruntea blocurilor care dau presiunea tangențială, cât și cutole care se formează sunt aplecate către depresiunile de sedimentare.

*Legea migrației zonelor de sedimentare.* În lucrarea intitulată «Les gisements de pétrole», apărută în anul 1910, prof. L. MRAZEC scria (5, p. 30): «În diferitele epoci geologice, axele geosinclinalelor s'au deplasat succesiv spre ținutul din față. Este o migrație a geosinclinalelor înspre ținuturile din față ale lanțurilor muntoase viitoare, migrație care s'ar putea compara cel mai bine cu mișcarea pe care o are adâncul din față al unui val în înaintarea sa». Fenomenul acesta, formulat în 1916 și de EM. ARGAND (12), a fost studiat apoi mai de aproape și aplicat de numeroși geologi pentru a explica sedimentarea în ariile de orogeneză.

Deplasarea ariilor de orogeneză către ținutul din față este un fenomen constatat în numeroase zone de orogeneză. În Carpații orientali, ca și în Alpi, el este atât de evident încât nu se mai poate discuta existența lui. Nu suntem însă tot așa de bine lămuiriți asupra cauzei care produce această deplasare. Prof. L. MRAZEC admitea o scufundare a frunții ținutului din față, fără însă să arate care ar fi cauza și mecanismul acestei scufundări. Fără să pretindem că putem da o explicație îndeajuns de întemeiată, noi bănuim că scufundarea ariilor de sedimentare ar putea fi o consecință a legii asimetriei. Într'adevăr, după cum am arătat, în cutare asimetria apare în primul rând în aplecarea frunții blocului intern asupra ariei de sedimentare. Prin acțiunea continuă a forțelor tangențiale de orogeneză, blocul intern capătă tendința de a aluneca deasupra planului înclinat din fața frunții. Prin aceasta el se ridică din ce în ce mai mult, desrădăcinându-se și lăsând sub el o zonă descărcată de presiune, zonă către care poate veni substanța plastică din fundamentul ariei de sedimentare. Această deplasare de substanță face posibilă scufundarea continuă a ariei și, în consecință, și depunerea seriilor foarte groase de sedimente de tipul acelor specifice ariilor de orogeneză.

Admițând existența acestui fenomen de compensație între ridicarea blocului intern și scufundarea ariei de sedimentare prin deplasări de sub-



stanță în profunzime, ne putem explica în oarecare măsură și faptul că scufundarea nu modifică în general esențial aspectul sedimentelor din ariile de sedimentare sinorogenă. Într'adevăr scufundarea nu se poate produce, în acest cadru care se cumpănește, decât în măsura în care blocul intern se ridică; și fiindcă, la rândul ei, sedimentarea este mai ales în funcție de această ridicare, putem deduce că, în general, în ariile acestea se stabilește o relație de compensație între sedimentare și scufundare. Din această cauză poate rămâne constant, un timp destul de lung, raportul între uscat și zona de sedimentare, raport care determină în mare măsură faciesul sedimentelor.

Dar fenomenul acesta de compensație între ridicarea blocului intern și scufundarea unei prime arii de sedimentare din fața lui, se va repeta spre exterior de îndată ce într'una din cutele diapire apărute, sămburele va străpunge bolta și va aluneca asupra părții din aria de sedimentare pe care o are în fața sa. Se va stabili și aici un domeniu de compensație în care se vor manifesta aceleași fenomene ca în cazul precedent. Ridicarea și înaintarea continuă a acestui al doilea val tectonic va izola în spatele lui o parte din aria de sedimentare, parte care se va colmata și va sfârși prin a deveni uscat. În schimb, în fața lui se va adânci o altă zonă, care devine acum zona principală de sedimentare și se găsește împinsă spre exterior față de prima. Pe baza acestor considerații, dăm legii migrației zonelor de sedimentare următoarea formulare: În cutare, ariile de sedimentare se fragmentează în zone longitudinale a căror lărgime este aproximativ egală cu lungimea de undă a cutelor inițiale, și care zone, succesiv, se ridică și funcționează față de restul ariei ca și blocul intern. Aceste zone măresc cuprinsul blocului intern și în același timp împing înainte aria principală de sedimentare.

*Legea cordilierelor.* În orice cută care apare în învelișul de suprafață al zonelor de orogeneză bolta poate fi străpunsă, din cauza diapirismului, de formațiuni mai vechi din fundamentul ariei de sedimentare. Aceste formațiuni pot fi și altele decât acelea care constituie blocul intern. Străpungând cuta, ele pot ajunge până la suprafața apei și pot cădea sub acțiunea de distrugere a valurilor. În acest caz sfărâmurile lor se încorporează în depozitele zonei de sedimentare, introducând anomalii în ordinea normală de așezare a faciesurilor față de țărm, în succesiunea faciesurilor în timp și, uneori, chiar în constituția sedimentelor. Acestor cuto care ajung să intervină cu materialul lor constitutiv în sedimentarea din ariile de orogeneză li se poate rezerva denumirea de cordiliere marine.





O cordilieră care apare la o oarecare depărtare de țărm va turbura așezarea normală a faciesurilor prin faptul că în jurul ei se vor sedimenta depozite litorale, chiar conglomeratice, al căror loc ar fi numai lângă coastă.

Cum străpungerea poate fi din ce în ce mai proeminentă, sedimentele vor fi și ele din ce în ce mai bogate în conglomerate sau blocuri. În timp, vor urma deci, peste depozite mai fine, pelitice, nisipuri și pietrișuri, pentru ca seria de sedimente să se încheie cu conglomerate mari care înseamnă momentul culminant de proeminență al sâmburelui. Suntem așa dar, în acest caz, în fața unei serii inverse față de aceea de sedimentare normală, care începe cu conglomerate și se termină cu depozite fine, de apă mai adâncă, numite depozite de inundație.

În fine, dacă străpungerea aduce la suprafață un material străin de acel pe care-l poate da blocul intern, acel material străin va apare ca material exotic în sedimentele ariei de orogeneză.

Este probabil că tot sub formă de cordilieră poate să funcționeze și marginea externă a zonei de orogeneză, margine care aparține ținutului din față (avant-pays, Vorland). O astfel de cordilieră poate fi deosebită de celelalte, dându-i-se numele de cordilieră majoră.

În orice zonă de orogeneză de felul acelorora în care se sedimentează depozite de tipul Flișului apar «cordilierre» în jurul cărora sedimentarea are un regim și un aspect specific. Aceasta este legea cordilierelor.

Aceste patru legi nu reprezintă decât formularea mai strânsă a unor fenomene care au fost constatate încă mai demult în ariile de orogeneză. Prin denumirea de legi pe care le-o dăm aici, vrem să precizăm faptul că ele nu sunt simple incidente în orogeneză, ci sunt fenomene necesare, impuse de mecanismul cutării. Pentru a ilustra acest punct de vedere și cu exemple concrete, îl vom aplica la unele din fazele de orogeneză care s'au desfășurat în Carpații orientali, întemeindu-ne mai cu seamă pe studii făcute de geologi români, studii pe care le cunoaștem mai bine, fiindcă rezultatele celor mai multe din ele ni le-am apropiat în fața realității, comentându-le chiar cu autorii lor.

*Cutările valahice.* În partea de răsărit a colinelor subcarpatice din Muntenia, geologii români au stabilit existența unor cute foarte tinere, cute în care se găsesc dislocate chiar depozitele cele mai noi ale Erei Terțiare. Pentru aceste cute, împlinite la sfârșitul Terțiarului, s'a introdus denumirea de cute valahice (11). După cum se va vedea din cele ce urmează, cutoarele valahice nu apar ca rezultat al unui act de orogeneză unic, petrecut la sfârșitul Terțiarului, ci sunt urmarea unei evoluții mai lungi, începută probabil la sfârșitul



Miocenului și împlinită numai înainte de formarea celor mai vechi terase fluviale de vârstă cuaternară.

Pentru urmărirea procesului de orogeneză valahică ne-am întemeiat mai cu seamă pe studiile lui D. M. PREDĂ (10) asupra Neogenului din partea de răsărit a fostului județ Prahova. Astăzi apar în această regiune o serie de fascicule de cute, despărțite unele de altele prin depresiuni (fig. 3).



Fig. 3. — În negru, Paleogen și sare; 1, Depr. Drașnei; 2, Cutele (Pintenul) de Văleni; 3, Depr. Șoimarilor; 4, Cutele Nucet-Salcia-Apostolache; 5, Depr. Cricovului; 6, Cutele Dobrota-Tâtaru; 7, Depr. Gornet; 8, Cuta Ceptura.

Desfășurând cutele acestea, în ipoteza foarte probabilă că împingerea a venit continuu dinspre N, ajungem să stabilim în primul rând faptul că, dela sfârșitul Miocenului, mai precis din timpul Buglovianului, de când a început orogeneza valahă, blocul intern a înaintat în această regiune cu cel puțin 17 km spre S (fig. 4).

După transgresiunea tortoniană, Buglovianul apare, în partea de răsărit a fostului județ Prahova, în toate cutele și depresiunile, ca un Fliș șistos de inundație, sedimentat în depresiunea inițială în care se va desfășura orogeneza. În cazul pe care-l studiem, această depresiune se întindea pe tot cuprinsul teritoriului în care a avut loc această cutare și țărmul mării trebuie să fi fost spre N, dincolo de Pintenul de Văleni, destul de departe pentru ca influența lui să nu apară apreciabil în sedimentare.

Despre existența Sarmațianului inferior nu avem până acum nicio informație sigură în regiune; se poate să lipsească dar nouă ni se pare mai probabil ca el să fie cuprins în marile atribuite Buglovianului, de care n'a putut fi încă separat din cauza lipsei de fosile caracteristice.

Primul indiciu de turburare a acestui regim de sedimentare se vede la sfârșitul Buglovianului (sau Sarmațianului inferior), în regiunea pe care o va ocupa fasciculul de cute Nucet—Salcia—Apostolache. Apar atunci, în acea regiune, depozite lagunare cu gipsuri, ceea ce ne arată că unele undulații ale fundamentului ajunseseră atât de proeminente încât au putut izola o lagună în care s'a concentrat apa mării. Ondulațiile acestea sunt, fără îndoială, reflexul unei prime mișcări a blocului intern, și noi vedem în ele începutul orogenezei valahice. Aceleași undulații fac să se individualizeze, în zona de orogeneză, și o primă depresiune, cea a Șoimarilor.



În Sarmațianul mijlociu și superior se sedimentează gresii în toată partea de N a regiunii, până la locul pe care-l va ocupa fasciculul de cute Salcia—Apostolache, iar dela acest loc spre S, depozite calcaroase în care predomină lumachelle, oolite și formațiuni recifale. În nisipurile din partea de N, în aceeași regiune în care apăruseră înainte gipsurile, se găsesc conglomerate.

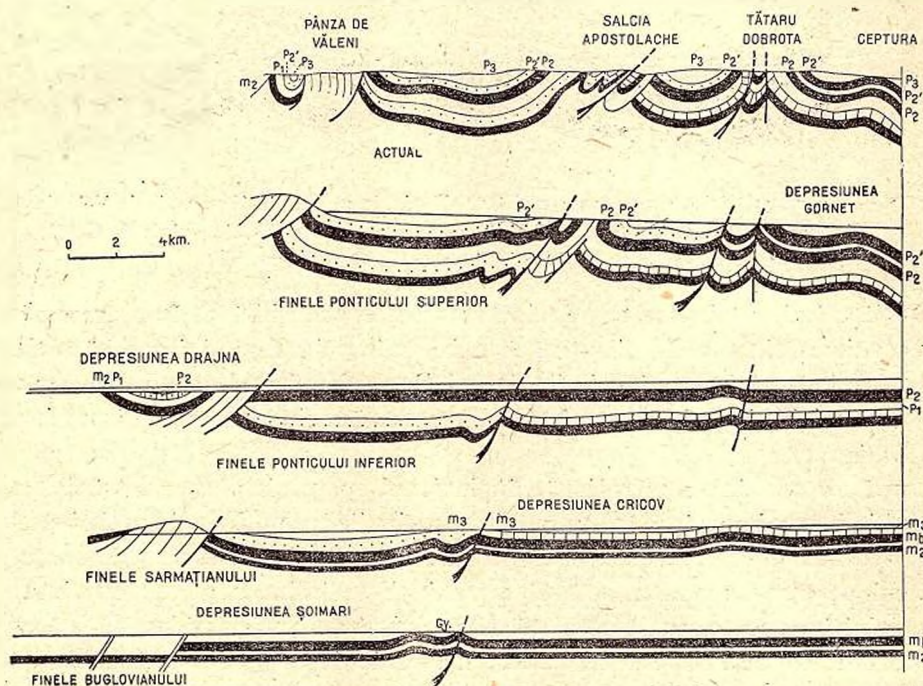


Fig. 4. — Evoluția regiunii Vălenii de Munte — Ceptura în orogeneză valachă.

$m_2$ , Tortonian;  $mb$ , Buglowian;  $m_3$ , Sarmațian;  $p_1$ , Meotian;  $p_2$ , Pontian inferior;  $p_2'$ , Pontian superior;  $p_3$ , Dacian.

Din acest fapt deducem că vechile ondulații au devenit acum o cordilieră. În depresiunea Șoimarilor suntem în prezența unui Fliș grosier de felul Flișului « C » al lui L. BERTRAND. Flișul acesta, format din blocuri relativ masive de gresii amintește « molasele ». În regiunea Apostolache—Salcia el este separat de faciesul meridional calcaros printr'un plan de încălecare dealungul căruia apar masive de sare și brecii cu roce verzi exotice. Este sigur că acest plan corespunde unui șariaj care a apropiat cele două faciesuri diferite, acoperind faciesul intermediar de tranziție între ele.

Faciesul de molasă, cu elemente de origine carpatică, este format fără îndoială sub influența blocului intern (Flișul Pânzei de Vălenii) care înainta, pe când în faciesul meridional, calcaros, predomină sedimente provenind în cea mai



mare parte din recifii care se dezvoltau pe cordilieră și din resturile vieții calcofile legată de ei. În Sarmațian constatăm așa dar, în zona de orogeneză, existența a două faciesuri:

Un facies intern, gresos, cu aspect de molasă, în care sedimentarea a avut loc sub influența ținutului din spate, carpatic, și

Un facies extern, calcaros, în care sedimentarea era întreținută aproape exclusiv cu material ce provenea de pe cordilieră.

Către sfârșitul Sarmațianului se desenaseră ondulații și în regiunea ocupată de cutele Tătaru—Dobrota. Într'adevăr, în această regiune constatăm o lacună de sedimentare și o ușoară discordanță a depozitelor meoțiene față de acele sarmațiene.

Cu etajul următor, Meoțianul, începe un alt episod al acestei orogeneze. Apele ocupă acum toată zona de orogeneză până la fruntea Pintenului de Văleni. Numai dincolo de acest pinte, în depresiunea Drajei, ele nu ajung decât în Meoțianul superior. În această depresiune etajul este reprezentat prin depozite de apă dulce. În tot restul teritoriului el apare cu un facies relativ omogen: o alternanță continuă de marne cu nisipuri sau gresii. În general privit, faciesul acesta amintește foarte bine depozitele cele mai tipice ale Flișului carpatic, cu deosebire că aici, cea mai mare parte din sedimente fiind încă noi, nu sunt bine cimentate. Extinderea acestui facies este apreciabilă. Într'adevăr, în fața țătelor Pintenului de Văleni, el se întinde cel puțin 50 km spre exterior. Chiar în depresiunile cele mai externe, el se menține neschimbat în tot timpul Meoțianului, având o grosime de aproape 500 m. Persistența aceasta, în spațiu și în timp, a unui același tip de sedimente nu poate fi explicată în concepția clasică a unui țărm pe care valurile îl macină. Flișul meoțian, ca și oricare Fliș tipic, prezintă în cadrul clasic de dispoziție a faciesurilor, anomalia că rămâne același, ca și cum condițiile de sedimentare ale primului moment nu s'ar mai schimba. Dar fiindcă țărmul s'a schimbat, iar marea a primit sedimente de mai multe sute de metri grosime care ar fi trebuit să-i reducă adâncimea, trebuie să admitem că alte fenomene au compensat aceste schimbări, așa încât s'a putut întreține o sedimentare cu facies persistent. Acele fenomene nu pot fi decât fenomenele specifice zonelor de orogeneză: înaintarea blocului intern, ridicarea cordilierelor și scufundarea depresiunilor de sedimentare. Înaintarea blocului intern și jocul cordilierelor alimentează sedimentarea cu material variat, iar scufundarea depresiunilor compensează colmatarea. Studii stratigrafice mai detaliate decât acelea de care dispunem în prezent vor arăta desigur în ce măsură cordilierele au contribuit și ele în sedimentare. Astăzi nu putem spune nimic mai mult decât că în regiunea cutelor Salcia — Apostolache Meoțianul începe cu conglomerate în care se găsesc remaniate și calcare sarmațiene.





Meoșianul, privit în general, reprezintă și el un timp de orogeneză. Nu știm încă dacă fenomenul predominant acum a fost înaintarea blocului intern sau jocul cordil erelor. Lipsa unei « molase » tipice ne face să credem că înaintarea blocului intern era ezitantă.

În Pontianul inferior înecarea este maximă, căci un facies marnos se așterne pretutindeni, până în fața Pintenului de Văleni; numai dincolo de acest pinte, în depresiunea Drașnei, găsim sedimente nisipoase și lumachelle care arată apropierea unui țărm. Suntem deci în fața unui tablou asemănător celui din Buglovian: o adâncire a zonei de cutare, adâncire care este preludiul unei recrudescențe a orogenezei. Dacă voim să restrângem noțiunea de cutări valahice numai la cutările terțiare cele mai noi, am putea privi depozitele marnoase ale Pontianului inferior ca Flișul șistos de inundație al acestor cutări.

Este foarte probabil că la sfârșitul Pontianului inferior au început să funcționeze din nou forțele tangențiale, dar efectul lor nu se simte încă la suprafață; diapirele noi se schițează, dar boltele lor rămân încă întregi.

Pontianul superior continuă să fie marnos numai în depresiunea cea mai externă, « Gornet »; în celelalte depresiuni el este nisipos. Separația aceasta de faciesuri poate să fie atribuită existenței unei boltiri premergătoare cordiliei Dobrota — Tătarul, care limitează spre exterior întinderea faciesului nisipos. Reaparitia cordilierelor este, fără îndoială, efectul unei presiuni tangențiale, adică al unei noi înaintări a blocului intern, înaintare careia îi corespunde în sedimentare și acum o « molasă », reprezentată prin nisipurile care acopăr partea internă a zonei de orogeneză până la cordiliera Dobrota — Tătarul.

În Dacian se depun iarăși, pe tot întinsul zonei de orogeneză, nisipuri în alternanțe repetate cu marne și argile, destul de des asociate cu cărbuni. Suntem deci din nou în fața unui facies de Fliș. Cordilieriile sunt acum bine desenate și determină variații locale de facies și de grosime a sedimentelor. Este un timp de orogeneză asemănătoare cu cea din Meoșian.

La sfârșitul Dacianului teritoriul de orogeneză era în mare parte exondat. În Levantin apele nu mai ajung în depresiunea Drașnei, iar în celelalte depresiuni, cel puțin pe flancurile cordilierelor, se constată discordanțe și transgresiuni ale unor sedimente formate în cea mai mare parte din pietrișuri.

Mișcarea ușoară de scufundare care a adus apele levantine în depresiuni a însemnat, poate, un scurt moment de pauză orogenică, moment care ar corespunde eventual marnelor dela baza etajului Levantin. Dar pe urmă cutarea continuă până după depunerea întregului etaj. Deducem aceasta din faptul că și orizontul superior al pietrișurilor este dislocat, uneori chiar foarte puternic. Pietrișurile abundente din Levantin, adică dela finele orogenezei,



înseamnă o zvâcnire mai puternică a cordilierelor, zvâcnire în care orogeneza expiră.

Din aceste observații asupra cutărilor noi din partea de răsărit a Munteniei, putem desprinde unele fapte care par să aibă caracter de generalitate. Relevăm aceste fapte, mai ales fiindcă unele din ele confirmă și legile de orogeneză pe care le-am enunțat.

În cutarea valahică în sens larg s'au putut distinge două faze, una mai veche, începută în Buglovian și împlinită la sfârșitul Meoțianului, și alta mai nouă în Ponțian și împlinită la sfârșitul Levantinului. Din timpul acestei din urmă faze s'au păstrat și cutele diapire tipice pe care le cunoaștem în regiunea subcarpatică.

Cutele orogenezei valahice sunt evident asimetrice și asimetria este cu atât mai pronunțată cu cât ele sunt mai interne, adică mai vechi. Deducem de aici că legea asimetriei a dominat continuu în timpul acestei orogeneze.

Depresiunile și cordilierele care apar în orogeneza valahică se desenează succesiv în timp, începând dela interior către exterior: la sfârșitul Buglovianului avem primul indiciu de existența unei cordilieri în regiunea Salcia—Apostolache, cordilieră care izolează depresiunea cea mai internă, cea a Șoimarilor, iar în Ponțianul superior avem dovezi de existența cordierei Tătarul—Dobrota care izolează o a doua depresiune, cea a Cricovului. Este deci evidentă o deplasare a efectului orogenic spre exterior, deplasare care, în mic, reflectează legea generală a migrației geosinclinalelor.

Fazele de cutare încep cu scufundări marcate de o sedimentare pelitică (Flișul « B », fin, al lui M. BERTRAND). Scufundările acestea sunt probabil reflexul unor ridicări în cuprinsul blocului intern, ridicări care trebuie privite ca prim efect al forțelor tangențiale, impus de legea asimetriei.

În timpurile în care forțele tangențiale au funcționat din plin, adică în Sarmațian și în Ponțianul superior, sedimentarea a funcționat asemănător, depunând într-o zonă internă câte un orizont gros de nisipuri (Sarmațian și Ponțian superior). Au urmat apoi sedimente de faciesul Flișului tipic, constituite din alternanțe des repetate de nisipuri cu marne și argile (Meoțian și Dacian-Levantin). În Flișul grosier (C) al lui M. BERTRAND putem deci deosebi, în cutările valahice, două momente care corespund la două manifestări deosebite ale orogenezei: unul la început, în care procesul predominant funcționează liniar, dând naștere la sedimente nisipoase omogene (molase), și altul următor, care funcționează ritmic, dând naștere la alternanțe de nisipuri și sedimente pelitice cu facies tipic de Fliș. În ansamblu, fenomenul de orogeneză apare deci ca o îmbinare de mișcări tangențiale, specifice lui, cu mișcări verticale. Mișcările tangențiale sunt ale blocului intern și sub imperiul lor se depune un Fliș intern cu caracter de molasă. « Vibrațiile » verticale sunt mai





ales ale cordilierelor și sub acțiunea lor se depune un Fliș extern, cu caracter de Fliș propriu zis.

Cutarea unei zone de orogeneză, deși are un sens major determinat, nu se împlinește continuu ci ritmic. Ritmul este evident atât în fazele mai mari în care poate fi descompusă orogeneza, cât și în zvâcnirile continue care produc variația extremă în constituția sedimentelor atât de caracteristică formațiilor sinorogenice, adică sedimentelor cu facies de Fliș.



## BIBLIOGRAFIE

1. ARBENZ P. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Mitt. d. Naturforschenden Gesellsch. in Bern.* 1918.
2. ATANASIU I. Quelques observations sur le diapirisme. *Bul. Soc. Rom. de Geologie*, I (1930), p. 96—105, București 1932.
3. BERTRAND M. Structure des Alpes françaises et récurrence de certains facies sédimentaires. *C. R. Congr. Géol. Internat. IV-ème Ses. (Zürich 1894)*, p. 163—167, Lausanne 1897.
4. MRAZEC L. Despre cute cu sămbure de străpungere. *Bul. Soc. Științe, București XVI*, p. 6—7, București 1907.
5. — Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. *C. R. Congr. Internat du Pétrole*, III-ème Ses. 1907, II, București 1910.
6. — Les gisements de pétrole. București 1910.
7. — Les plis diapirs et le diapirisme en général. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, VI, p. 226—270, București 1927.
8. MURATOV M. V. Principalele elemente structurale în regiunea geosinclinalului alpin din sudul U.R.S.S. și unele țări vecine. *Bul. Acad. Științe (Izvestia Academii Nauc S.S.S.R.) Seria geologică*, Nr. 1, 1949.
9. NEUMAYR M. *Erdgeschichte*, ediția II, Viena, 1895.
10. PREDĂ D. M. Géologie et tectonique de la partie orientale du district de Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, X, p. 6—62, București 1925.
11. STILLE H. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Berlin 1924.
12. TERCIER J. Dépôts marins actuels et séries géologiques. *Ecl. Geol. Helvetiae*, XXXII, Nr. 1, p. 47—100, 1939.







Institutul Geologic al României

## FACIESURILE FLIȘULUI ÎN CARPAȚII ORIENTALI <sup>1)</sup>

DE  
ION ATANASIU

În Carpații orientali se cunoaște o fază de cutare care a avut loc în tot timpul Paleogenului. Sfârșitul ei este arătat în Oligocenul superior prin sedimentarea de conglomerate și brezii cu elemente exotice, uneori gigantice. Dacă considerăm aceste conglomerate și brezii ca produsele unui paroxism orogenic final, cutarea poate fi încadrată în faza pe care H. STILLE a denumit-o « savică ». Aceste roce se găsesc în deosebi pe marginea externă a Carpaților din Moldova centrală.

În această regiune Carpații sunt alcătuiți din trei mari unități, bine individualizate atât din punct de vedere morfologic cât și tectonic, și anume:

1. Un nucleu de șisturi cristaline cu acoperișul lor de depozite mesozoice, mai ales calcaroase. Față de înălțimile împădurite, cu relieful domol al Flișului carpatic, formele îndrăznețe și golașe ale acestor calcare introduc o notă foarte deosebită: le-am crede străine de restul lanțului muntos.

2. Un brâu de Fliș, foarte dezvoltat, de vârstă cretacică și paleogenă, care formează masa principală a Carpaților.

3. O zonă exterioară constituită din depozite miocene, între care apar formațiuni lagunare, cu gips și sare, zonă care se afundă spre S sub depozite pliocene cu care au fost cutate, alcătuind împreună zona « cutelor diapire ».

Semnalam, ca elemente caracteristice pentru Fliș, prezența printre rocele detritice, începând cu Cretacicul superior, a fragmentelor de roce străine de Carpați, roce care, cel puțin în parte, se regăsesc în Dobrogea.

Prezența conglomeratelor verzi în Senonian ne face să presupunem că primele mișcări « savice » s'au manifestat din acest timp. Asociem apariția elementelor exotice cu orogeneza și nu cu un țarm pasiv, deoarece aceste ele-

---

<sup>1)</sup> Articolul de față, redactat de decedatul Prof. I. ATANASIU înainte de Aprilie 1949 a fost depus spre publicare, de EMILIA SAULEA, în Iunie 1951.





mente se încorporează în sedimentare cu un ritm și o distribuție a cărei dependență de orogeneză este evidentă.

Teritoriul afectat de orogeneza paleogenă este reprezentat în Moldova prin partea externă a zonei Flișului, parte în care s'a separat o «Zonă a Gresiei de Tarcău» și o «Zonă marginală».

Sedimentele cele mai vechi pe care le cunoaștem în această arie de orogeneză sunt Șisturile negre (Stratele de Audia) care apar aproape cu regularitate în axele anticlinalelor. Vârsta lor este încă discutată, dar, în orice caz, sunt mai vechi decât Senonianul.

Mai recente sunt sedimentele calcaroase-pelitice și calcaroase-gresoase cu Fucoide, denumite Stratele de Hangu, în care în numeroase puncte s'au găsit Inocerami, determinați ca *Inoceramus balticus* și *I. salisburgensis*. Aceste fosile conferă depozitelor în chestiune o vârstă senoniană sigură.

Stratele de Audia, ca și Stratele de Hangu, se găsesc fără schimbări apreciabile de facies pe tot teritoriul afectat de orogeneza savică. În adevăr, pretutindeni unde se cunosc în Zona marginală și în Zona Gresiei de Tarcău a Carpaților moldovenești sedimente mai vechi decât Paleogenul, aceste sedimente sunt totdeauna marnele calcaroase cu Fucoide și Șisturile negre. Abia mai departe spre W, în Transilvania, în lungul marginii interne a Gresiei de Tarcău, Senonianul lasă să se întrevadă tendința de trecere la faciesul marnelor roșii, comun în Muntenia. Un termen intermediar între acest facies și Stratele de Hangu este reprezentat probabil prin depozitele mai mult gresoase care apar la baza Gresiei de Tarcău în V. Troțușului, nu departe de marginea internă a acestei gresii (Cotumba). Trebuie totuși să observăm că nu cunoaștem până acum deschideri în care să se poată examina o continuitate stratigrafică indiscutabilă între Stratele de Hangu și Gresia de Tarcău. Dacă reamintim și faptul că elementele verzi exotice, care sunt prezente în marnele calcaroase senoniene, lipsesc în Gresia de Tarcău, continuitatea stratigrafică între aceste două complexe devine îndoielnică. În această situație ne putem întreba dacă butonierele de marne cu Fucoide care apar în anticlinalele Gresiei de Tarcău nu trebuie să fie considerate ca niște ferestre. În geosinclinalul cutelor paleogene, Șisturile negre apar mai mult ca sedimente pelitice ale unei faze de inundație premeigătoare orogenezei. Ele ar reprezenta Flișul «B» al lui M. BERTRAND (4, p. 169).

Orogeneza a funcționat în timpul Senonianului și, sub influența ei, s'a format faciesul de Fliș calcaros al Stratelor de Hangu. Este foarte probabil că în acest timp au apărut și primele cordiliere care au procurat materialul exotic (îndeosebi șisturi verzi) care se găsește în conglomeratele și gresiile Flișului senonian. Prezența acestui material exotic arată că sedimentarea se făcea pe seama cordilierelor; în schimb, nu avem niciun indiciu că în această sedimentare a intervenit și material de origine carpatică. Din aceste



fapte se poate deduce că în formarea Stratelor de Hangu rolul cel mai important revine mișcării cordilierelor. Nu cunoaștem până acum în Carpații orientali ai Moldovei o «zonă internă» a Senonianului în care să fi avut loc o sedimentare pe seama unui țărm carpatic. Sunt totuși unele indicii care ne fac să bănuim că o astfel de zonă exista și că era situată în regiunea ocupată de Cretacicul inferior cutat în faza orogenică anterioară (austriacă).

Blocul intern, reprezentat prin unitatea tectonică pe care o denumim «Zona internă» (cretacic-inferioară), a trebuit deci să efectueze, chiar din Senonian, o înaintare. Această mișcare a fost abia suficientă pentru a epuiza compresibilitatea sedimentelor superficiale, astfel că aceste depozite nu au fost cutate. Așa se explică faptul că lipsește orice discordanță între Senonian și Paleogen. Fundamentul a reacționat totuși, foarte probabil după legea diapirismului, dând naștere cordilierelor de Șisturi verzi. Dacă admitem pentru aria de sedimentare a Senonianului o lățime de cel puțin 180 km, așa cum rezultă din desfășurarea cutelor actuale, reiese că înaintarea blocului intern în timpul sedimentării acestui etaj, a fost de aproximativ 35 km. În adevăr, se știe (1) că rocele pelitice se pot comprima liniar cu aproape 20% înainte de a se cuta.

În timpul Eocenului, în domeniul de sedimentare a Flișului, apar deosebiri de facies remarcabile. În partea occidentală s'a sedimentat pe o lățime de aproape 50 km o gresie masivă, micacee, feldspatică, săracă în calcar, care amintește destul de bine «molasa». Este Gresia de Tarcău alcătuită din material de origine carpatică. În partea orientală, această gresie este înlocuită prin faciesul denumit marginal, reprezentat prin gresii calcaroase-marnoase cu Fucoide, calcare marnoase cu accidente silicioase, etc. Acest facies se aseamănă până într'atât cu acel al Stratelor de Hangu (Senonian) încât separarea lor numai după aspectul petrografic este foarte dificilă, dacă nu imposibilă. Din aceste motive, separarea Eocenului<sup>1)</sup> în facies marginal de Cretacic este astăzi una din problemele Flișului carpatic, problemă a cărei deslegare va fi poate găsită cu ajutorul micropaleontologiei.

Asemănarea este și mai mare datorită intercalațiilor de Șisturi verzi exotice, prezente atât în Eocenul marginal cât și în Senonian. Studiile amănunțite pe care le-am făcut în cuprinsul regiunilor Neamț și Bacău ne-au arătat că aceste intercalații cresc în număr și dimensiuni pe măsură ce ne apropiem de marginea de răsărit a zonei de sedimentare. Astfel în pânza pe care am denumit-o «submarginală» (cea mai externă dintre pânzele Flișului) (2), Eocenul conține uneori intercalații de conglomerate verzi a căror grosime poate depăși 5 m și ale căror elemente constitutive pot avea volumul unui dm<sup>3</sup>.

<sup>1)</sup> Paleogenul și Dacianul nu au fost recunoscute până acum în Flișul Carpaților moldo-venești.





Prin urmare, și în timpul Eocenului sedimentarea umple domeniul cordilierelor cu un Fliș calcaro-marnos. Rezultă deci că formarea acestui tip de Fliș este legată de mișcările cordilierelor și nu de înaintarea blocului intern. Mișcarea acestuia a dat naștere celui alt facies al Eocenului, molasa, pe care o denumim « Gresia de Tarcău ».

Diferențele între aceste două faciesuri constau însă nu numai în origina materialului constitutiv; ea apare și în structura lor. Gresia de Tarcău este formată din bancuri masive, a căror grosime depășește câțiva metri, separate prin intercalații șistoase neînsemnate. Această structură arată o remarcabilă constanță a factorilor care au condus sedimentarea. Aceasta înseamnă că factorul orogenic, sub imperiul căruia s'a format acest « Fliș », a evoluat într'un singur sens și cu o viteză aproape constantă.

Structura Flișului marginal este cu totul diferită: strate subțiri, uneori milimetrice, și cu compoziție foarte diferită, care se succed neîncetat pe grosimi de sute de metri, ceea ce arată un fenomen orogenic foarte variat, cel puțin în intensitate dacă nu și ca sens.

Fiindcă acești doi factori sunt indiscutabil sincroni, este cazul să ne întrebăm dacă numai poziția lor în zona de orogeneză este suficientă pentru a justifica aceste diferențe însemnate de structură. Suntem siguri că aceste două tipuri de facies ale Eocenului s'au format prin acțiunea a două procese de orogeneză care diferă atât prin natura cât și prin amplasamentul lor.

Unul din aceste procese este ridicarea și înaintarea ținutului din spate și sub influența sa s'a format Gresia de Tarcău cu facies de molasă. După structura acestei gresii presupunem că în timpul sedimentării ținutul din spate carpatic s'a ridicat și a înaintat cu o viteză sensibil constantă, înaintarea compensând aproape abraziunea, încât o anumită zonă a bazinului de sedimentare putea păstra aceeași poziție față de țărm. Datorită acestei compensații sedimentarea avea loc neîntrerupt în aceleași condiții și se asigura oarecum o permanență a faciesului petrografic în timp. O mișcare de subsidență (7, p. 546) a ariei de sedimentare întreținea, fără îndoială, adâncimea acestei arii. Scufundarea era și ea compensatoare căci depindea, foarte probabil, de o deplasare a materiei din zona de sedimentare către ținutul din spate și însăși ridicarea acestuia regla deplasarea materiei.

Celălalt proces este mișcarea cordilierelor de Șisturi verzi; sub influența lor s'a format Flișul calcaro-marnos de tip marginal. Acesta este faciesul tipic de Fliș. După structura acestui Fliș putem deduce că ritmul ridicării cordilierelor era aproape frenetic, adică extrem de variat ca intensitate și sens.

Dacă în ultima analiză mișcarea cordiliei apare și ea ca un efect al înaintării blocului intern, ne putem întreba cum este posibil ca un fenomen atât de constant ca sens și intensitate să poată da reacții atât de variate ca acele ale cordi-



lielor. Fără a ne putea întemeia pe observații, presupunem că deformarea împingerii regulate a ținutului din spate este datorită reacțiilor variate ale mediului prin care această împingere era transmisă până la cordiliere. Orice incident tectonic care are loc în acest mediu poate intercepta împingerea și, atunci când mediul este sub tensiune, poate da naștere la reacții contrarii de distensiune.

Am arătat că în V. Tazlăului Sărat (regiunea Bacău) (2) se individualizează o unitate tectonică pe care am denumit-o «Pânza de Tazlău». În această pânză Eocenul este reprezentat printr-o întrepătrundere a celor două faciesuri în sensul că în Flișul de tip marginal se intercalează urei orizonturi de Gresie de Tarcău, groase de 60—80 m. Din moment ce admitem că sedimentarea Griesiei de Tarcău a avut loc în condiții puțin variabile, această întrepătrundere a faciesurilor nu poate avea altă semnificație decât cea a invaziei faciesului de cordilieră spre W, în timpul unor efervescențe orogenice.

Către sfârșitul Eocenului aceste deosebiri de facies se șterg complet și pe toată întinderea zonei de orogeneză are loc sedimentarea «Stratelor de Popu» (3). Acest orizont, a cărui grosime nu depășește 100 m, este alcătuit mai cu seamă din marne, în care unele strate sunt de culoare roșie. Printre marne sunt intercalate strate subțiri (1—5 cm) de gresie calcaroasă care are numeroase hieroglife pe suprafețele de separație dintre strate. Aceste depozite păstrează faciesul tipic de Fliș, încât și ele trebuie considerate ca depozite sinorogene. Deoarece structura lor amintește pe aceea a Flișului marginal, presupunem că orogeneza care stăpânea sedimentarea Stratelor de Popu era mai curând o mișcare comparabilă cu mișcările cordilierelor. Fără îndoială este interesant să relevăm deasemenea faptul că faciesul Stratelor de Popu se păstrează aproape neschimbat pe o distanță de peste 100 km.

La începutul Oligocenului reapar deosebiri de facies care amintesc pe cele existente în timpul Eocenului. Într-o zonă internă (care depășește la E pe cea a Griesiei de Tarcău) se depunea o gresie cuarțitică, albă, lipsită de feldspați (Gresia de Lucăcești), în timp ce într-o zonă externă sedimentarea dădea naștere unui Fliș marnos cu intercalații subțiri de gresie (Strate de Biserăcani). Gresia de Lucăcești prezintă structura masivă a Griesiei de Tarcău, formând un orizont omogen, a cărui grosime depășește uneori 30 m. Gresia de Lucăcești apare ca o molasă care ocupă, față de faciesul șistos al Stratelor de Biserăcani, aceeași poziție pe care o ocupă Gresia de Tarcău față de Flișul marginal. Denumirea de «molasă» este improprie pentru Gresia de Lucăcești numai dacă ne referim la sensul petrografic care se dă acestui termen (gresia feldspatică) (5, p. 156), deoarece această gresie este lipsită de feldspați. Se poate deci admite la începutul Oligocenului o nouă împingere a ținutului din spate, dar de această dată mai puțin importantă decât cea care a avut loc în timpul Eocenului.





« Molasa internă » (Gresia de Lucăcești) și « Flișul extern » (Stratele de Biseri-cani) sunt totuși vizibile. Dependența Stratelor de Bisericiani de cordiliere este de data aceasta mai puțin evidentă deoarece materialul exotic lipsește de obicei. Numai în partea cea mai externă a zonei de sedimentare, cum este de pildă în V. Cracăului, rocile verzi apar uneori.

Urmează din nou o perioadă în care diferențele de facies se șterg și în toată zona de orogeneză se depun sedimente pelitice cu microfaună și microfloră de organisme silicioase și rare Lamelibianchiate. Acestea sunt șisturile calcaroase-bituminoase cu menilite, datorite cu siguranță diagenezei.

Acest timp corespunde unei perioade de mișcări orogenice ce a intervenit atunci când cordilierele proeminau într'atât încât puteau izola o mare parte din bazin și împiedicau aerarea rundurilor. În aceste condiții a fost posibilă bituminizarea substanței organice prezente în mlaștile calcaros. Este sigur că substanța bituminoasă care se găsește încă în pelitele reprezintă numai un reziduu, în timp ce cea mai mare parte a migrat în zăcămintele secundare.

Regimul de lagune izolate se menține într-o mare parte a bazinului de sedimentare până la sfârșitul Oligocenului. Sub imperiul său s-au format șisturile disodice, atât de comune și caracteristice acestei subperioade. Dar în același timp apare și o gresie albă (Gresia de Kliwa, care formează intercalații din ce în ce mai frecvente și puternice în șisturi. Către sfârșitul Oligocenului această gresie devine sedimentul predominant pe un teritoriu destul de întins care cuprinde toată zona de sedimentare a Pânzelor marginale, a Pânzei intermediare și a părții orientale a Pânzei Gresiilor de Tarcău. Gresia de Kliwa, alcătuită aproape exclusiv din grăunți rotunzi de cuarț, nu ne lasă să recunoaștem intervenția niciunui fel de material carpatic în sedimentare. În ceea ce privește materialul exotic provenind din cordiliere, îl găsim numai în Gresia de Kliwa a digitaților celor mai exterioare ale Pânzei marginale și în Pânza submarginală. În aceasta din urmă conglomeratele verzi breicioase pot substitui uneori în întregime Gresia de Kliwa și cea mai mare parte a șisturilor disodice (V. Cracăului). Acest fapt arată că originea materialului constitutiv al Gresiilor de Kliwa trebuie să fie căutată mai curând în cordiliere decât în ținutul din spate, carpatic.

Dar apariția materialului exotic în cantitate din ce în ce mai mare în sedimente arată și o accelerare a mișcării orogenice în cordiliere. Apogeul acestei neliniști este marcat prin sedimentarea brechiilor cu blocuri gigantice, care încheie ciclul de sedimentare paleogen. În Pânza submarginală a Carpaților moldovenești acest moment corespunde cu sfârșitul Oligocenului, încât putem admite, în această regiune, o cutare « savică » în sensul precizat de H. STILLE.

Gresia de Kliwa care amintește unele formațiuni eolene, are prin forma și mărimea boabelor de cuarț, cât și prin puritatea sa, în timp ce prin strati-

ficație și prin intercalațiile de șisturi disodilice denotă o sedimentare în apă, poate fi privită ca un produs de denudare a cordilierelor în faza finală, atunci când ele ofereau distrugerii prin vânt și valuri o suprafață destul de întinsă.

Dacă admitem că o cutare se desăvârșește într'un timp destul de lung și că în acest timp se succed cu oarecare regularitate câteva faze, putem rezuma istoria «cutării savice» — neglijând amănuntele — în felul următor:

O fază inițială în timpul căreia s'a individualizat aria de sedimentare, fază care corespunde formării Strateilor de Audia.

O fază principală de orogeneză în timpul căreia blocul intern înaintază și provoacă reacțiuni și în regiunea cordilierelor. În timpul acestei faze s'au sedimentat:

a) un Fliș intern, cu caracter de molasă, care învălue fruntea blocului intern și

b) un Fliș extern, cu facies tipic de Fliș, care acoperă regiunea cordilierelor.

O fază finală în timpul căreia cutoarele au depășit cu mult nivelul apelor, încât ele pot oferi abraziunii marine materialul constitutiv al gresiilor, conglomeratelor și brechiilor care încheie sedimentarea sinorogenă.

Studiile noastre asupra fazei orogenice desfășurate în timpul Paleogenului în Carpații moldovenești ne-au îngăduit să constatăm o anumită ordonare în timp și spațiu a câtorva faciesuri de Fliș diferite. Această ordonare pare a fi impusă de modul în care se desăvârșește procesul orogenic.

În faza inițială, în timpul căreia se precizează aria de orogeneză, se sedimentează Flișul pelitic de inundație care poate începe uneori cu conglomerate. Înaintarea și ridicarea blocului intern au determinat sedimentarea unui Fliș intern, cu caracter de molasă. Reacțiunea acestei înaintări, resimțită într-o regiune mai externă unde se formau cordilierele, determină formarea Flișului extern. Acesta este Flișul tipic care conține de obicei și elemente exotice provenind din fundament.

În faza finală a orogenezei exondarea cutelor, mai ales a cordilierelor, determină formarea pe creste a unui Fliș final sau de coronament, conglomeratic sau brecios, care trece lateral într'un facies gresos ce amintește uneori molasă.

Dacă admitem deci denumirea de Fliș pentru toate depozitele sinorogene, putem spune că aceste depozite sunt reprezentate prin câteva tipuri de facies care ocupă, în zona cutată, poziții constante determinate de legile care conduc orogeneza. Acesta este un fapt care amintește de succesiunea faciesurilor epicontinentale față de țărm. Și dacă această dependență între Fliș și orogeneză se va adevăra, cu progresul studiilor tot mai amănunțite, putem spera să aflăm în Fliș o adevărată arhivă în care s'au depus documentele ce mărturisesc toate convulsiunile încercate de scoarța pământului, pentru a da naștere unui lanț de munți.



## BIBLIOGRAFIE

1. I. ATANASIU. Quelques observations sur le diapirisme. *Bull. Soc. Roum. de Géologie*, 1, p. 96—105, București 1932.
2. — Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. Sc. Univ. Jassy* XXV, Fasc. I, p. 320—326, Jassy 1938.
3. — Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII, p. 149—170, București 1943.
4. BERTRAND M. Structure des Alpes françaises et récurrence de certains facies sédimentaires. *C. R. Congr. Géol. Intern.* IV-ème Ses. (Zürich 1894), p. 163—177, Lausanne, 1897.
5. CAYEUX L. Roches siliceuses. *Mém. Carte. Géol. détaillée de la France*, Paris 1929.
6. MURATOV M. V. Principalele elemente structurale în regiunea geosinclinalului alpin din Sudul U.R.S.S. și unele țări vecine. *Bul. Acad. Științe (Izvestia Academii Nauc S.S.S.R.) Seria geologică*, Nr. 1, 1949.
7. PRUVOST P. Sédimentation et subsidence, *Soc. Géol. de France, Livre jubilaire*, II, p. 545—564, Paris, 1930.



# ZONA INTERNĂ A FLIȘULUI DINTRE VALEA MOLDOVEI ȘI VALEA BISTRIȚEI

DE  
G. CERNEA

## CUPRINSUL

<i>Introducere</i> . . . . .	38
<i>Istoric</i> . . . . .	38
<b>Stratigrafia</b>	
I. <i>Zona Cristalină</i> . . . . .	41
II. <i>Zona Flișului</i> . . . . .	41
A) <i>Zona internă a Flișului</i> . . . . .	41
1. Valanginian-Hauterivian (Strate de Sinaia) . . . . .	41
2. Barremian-Aptian inferior (Strate de Bistra) . . . . .	48
3. Aptian . . . . .	52
Orizontul marnos . . . . .	53
Orizontul gresos . . . . .	54
4. Albian-Cenomanian . . . . .	56
Vârsta conglomeratelor . . . . .	59
B) <i>Zona Șisturilor negre</i> . . . . .	62
1. Turonian-Senonian inferior (Șisturi Negre) . . . . .	62
Vârsta Șisturilor negre . . . . .	65
2. Eocen . . . . .	69
C) <i>Zona senonian-paleogenă</i> . . . . .	70
1. Senonian . . . . .	70
2. Eocen . . . . .	71
3. Oligocen . . . . .	71
<b>Tectonica</b>	
A) <i>Zona cristalină</i> . . . . .	77
B) <i>Zona internă a Flișului</i> . . . . .	78
1. Sinclinalul Hăcigosul . . . . .	81
2. Sinclinalul Ostra . . . . .	82
3. Sinclinalul Stănișoara . . . . .	83





C) Zona Șisturilor negre . . . . .	86
D) Zona senonian-paleogenă . . . . .	87
E) Discuțiuni asupra semnificației blocurilor de calcare și de șisturi cristaline incluse în seria conglomeratică alb-cenomaniană . . . . .	88
Concluzii . . . . .	90
Bibliografie . . . . .	91

## INTRODUCERE

Regiunea care face obiectul cercetărilor noastre este situată între V. Moldovei și V. Bistriței și cuprinde Culmea Stânișoarei, culme ce formează linia despărțitoare a apelor dintre Moldova și Bistrița.

Este limitată la W de o linie ce trece prin Slătioara, Gemenea, Grebenele Broșteni, Măzănaiu, Cotârğași și Bușmeiul Mic, iar la E de o linie ce trece prin Clădita Mare, Negrileasa, Tabăra, Dolia și Poiana Teiului.

Este o regiune cu un relief tânăr, care culminează în Muntele Bivolul, de 1584 m altitudine.

Afară de V. Suha și V. Suha Mare, afluate ale Moldovei, toată rețeaua hidrografică este tributară Bistriței care străbate regiunea dela NW la SE.

Prezenta lucrare, propusă de Institutul Geologic și acceptată de prof. I. P. VOITEȘTI ca teză de doctorat, a făcut obiectul a 7 ani de studii, din 1937 până în 1948, cu o întrerupere de 5 ani.

Singurul care a cercetat regiunea și dela care ne-a rămas o hartă manuscris a fost prof. S. ATHANASIU.

## ISTORIC

Regiunea este cunoscută din studiile mai vechi ale lui FR. HERBICH, K. M. PAUL, GR. COBĂLCESU, V. UHLIG, N. PAIANU, R. SEVASTOS și S. ATHANASIU, precum și din studiile de dată mai nouă ale prof. G. MACOVEI și I. ATANASIU.

Lucrările primilor cercetători — în afară de cele ale lui S. ATHANASIU, care prin studii amănunțite pun bază serioasă cercetărilor ulterioare — ne furnizează informațiuni destul de sumare, care n'au decât o valoare istorică.

FR. HERBICH (25), în 1873, în urma unor excursii făcute în fostul jud. Neamț, consideră Ceahlăul ca format dintr'o gresie carpatică cretacică (Untere Kreide Karpathensandstein). Mai târziu (26), urmărind această gresie dela Poiana Mărului până la poalele Ceahlăului, consideră Ceahlăul alcătuit în bază dintr'o gresie cretacic-inferioară, pe care se reazimă calcarele cu Caprotine și conglomeratele.



K. M. PAUL (58), studiind o parte din regiune, publică în 1876 harta geologică a Bucovinei și indică gresia cretacică dela Arșița Băișescului până la V. Seacă, aproape de Mălini.

În 1883, GR. COBĂLCESCU (17, p. 149—157), studiind gresia carpatică, deosebește patru nivele aparținând Eocenului și Oligocenului, iar în cursul său dela Universitatea din Iași (67, pag. 411) atribue o vârstă albiană gresiei din Muntele Halăuca (Gresia de Godula).

Mai târziu, într-o dare de seamă asupra unei excursii pe V. Bicăzului, făcută de elevii Școlii Normale Superioare din Iași (82), COBĂLCESCU deosebește în Flișul din V. Bicăzului cinci nivele:

Neocomianul (Strate de Rossfeld), ce cuprindea gresiile și șisturile cu impresiuni vermiculare care se văd pe V. Bicăzului, dela frontiera veche până sub Muntele Sima, echivalente cu șisturile superioare de Teschen.

Barremianul, ce cuprindea conglomeratele din Ceahlău și calcarele cu Caprotine.

Gaultul (Godulasandstein și Iamnasandstein), ce cuprindea gresiile masive din Muntele Sima, deci o parte din Gresia de Tarcău.

Cenomanianul (Gresiile cu *Exogyra columba*) cuprindea gresiile care urmează la vale pe Bicaz, deci tot o parte din Gresia de Tarcău.

Eocenul, ce cuprindea o gresie cenușie cu vine de calcit.

În 1888, V. UHLIG (88), găsim pe V. Bicăzului, în apropiere de vechea frontieră, forme asemănătoare cu *Aptychus didayi*, dă o vârstă neocomiană gresiilor calcareoase ce conțin aceste fosile, gresii ce formează o zonă ce se întindea spre N până la valea Râului Gemenea.

N. I. PAIANU (57), în 1900, împărtășește aceleași idei ca și GR. COBĂLCESCU.

Cu aceștia — în afară, într-o oarecare măsură, de V. UHLIG — se încheie seria cercetărilor ce încercau o stratigrafie bazată pe identitatea caracterelor petrografice, care, după cum mărturisește K. M. PAUL, are puțină valoare pentru paralelizările și identificările stratigrafice.

În 1902, R. SEVASTOS (67, pag. 411), cu ocazia primului congres științific din România, încearcă, în sprijinul vederilor lui COBĂLCESCU, o stratigrafie pe date paleontologice, date ce pot fi însă discutate, deoarece toate formele fosile, care ar fi avut o importanță deosebită pentru orizontarea Flișului, s-au pierdut.

R. SEVASTOS deosebește în V. Bistriței, la Sabasa, Hauterivian (*Neocomites neocomiensis* D'ORB., *Ancyroceras*, *Namites*), la Poiana Teiului, Albian (*Belemnites minimus* LIST.), și la Farcașa, Cenomanian (*Turrilites*).

Tot R. SEVASTOS (66) este acela care, în 1902, într-o excursie făcută în fostele județe Suceava și Neamț, găsește în gresiile de pe clina de răsărit a Stânișoarei un rest din valva superioară a unui Hippurit, fapt ce-l determină să presupună





prezența Senonianului. Acest pretins Hippurit provine din gresiile ce aparțin orizontului gresos al Apțianului.

Cu S. ATHANASIU începe a doua fază, continuată de G. MACOVEI și I. ATANASIU, în care se încearcă o ordine în orizontarea Flișului, bazată pe considerații geometrice și date paleontologice. Considerațiile geometrice, mult superioare celui alt criteriu, al identității caracterelor petrografice, vin să suplinească, acolo unde este cazul, lipsa dovezilor paleontologice.

S. ATHANASIU, studiind Flișul din Moldova (8, 9), căruia i-a consacrat cea mai mare parte din activitatea sa științifică, deosebește două zone: o zonă internă și o zonă marginală.

În Zona internă, caracterizată prin prezența Gresiei de Tarcău, separă Cretacic inferior, Cretacic superior, Eocen și Oligocen.

În Zona marginală separă șisturile menilitice, șisturile disodilice și Gresia de Kliwa.

În Cretacicul inferior deosebește Stratele de Babșa, cărora le atribuie o vârstă albiană (7).

Cretacicului superior îi atribuie conglomeratele și gresile grosiere din Stânișoara, cărora le dă o vârstă cenomaniană (5, 6) după câteva impresiuni de Amoniți ce par a avea multă asemănare cu *Acanthoceras mantelli*.

Tot Cretacicului superior îi mai atribuie gresiile și șisturile marnoase din culmea Stânișoarei, cărora le dă o vârstă senoniană (7), după un fragment de *Pachydiscus*.

În Eocen separă (9) Gresia de Tarcău și Stratele de Audia. Pentru Gresia de Tarcău stabilește, pentru prima oară, pe date paleontologice, vârsta ei eocenă.

În ceea ce privește Stratele de Audia, le dă la început o vârstă bartoniană (9), iar puțin mai târziu o vârstă barremiană (10).

În Oligocenul din Zona internă separă numai șisturile menilitice

G. MACOVEI și I. ATANASIU (40, 41) deosebesc în Flișul intern patru etaje: Valanginianul, Hauterivianul, Barremianul și Apțianul.

Ei atribuie Valanginianului și Hauterivianului complexul de strate cunoscute în literatura geologică sub numele de «Marne neocomiene cu *Aptychus*» sau «Strate cu *Aptychus*» descrise în Prahova sub numele de Strate de Sinaia ».

Consideră Barremianul dezvoltat sub două faciesuri: la interior sub un facies neritic-litoral (Barremianul Vest-intern sau Stratele de Bistra), iar la exterior sub un facies sincron și heteropic mai fin (Stratele de Audia).

Apțianului îi atribuie trei orizonturi: orizontul marnos, gresos și conglomeratic.



## STRATIGRAFIA

Formațiunile geologice care intră în constituția regiunii aparțin Zonei cristaline și Zonei Flișului.

### I. ZONA CRISTALINĂ

Șisturile cristaline, care vin în contact cu Zona Flișului și de care personal nu ne-am ocupat, aparțin seriei epizonale.

### II. ZONA FLIȘULUI

Rocile sedimentare care apar în regiune aparțin Cretacicului și Paleogenului și se pot repartiza următoarelor unități: Zona internă a Flișului, Zona Șisturilor negre, Zona senonian-paleogenă

În Zona internă a Flișului deosebim următoarele etaje: Valanginian-Hauterivian, Barremian-Aptian inferior, Aptian, Albian-Cenomanian.

În Zona Șisturilor negre distingem: Turonian-Senonian inferior și Eocen de tip Tarcău.

În Zona senonian-paleogenă deosebim: Senonian, Eocen și Oligocen.

#### A) ZONA INTERNĂ A FLIȘULUI

##### VALANGINIAN-HAUTERIVIAN

##### (STRATE DE SINAIA)

###### Sinonimie

*Karpathensandstein* pro parte G. HAUER u. FR. STACHE 1863. *Geologie Siebenbürgens* pag. 285, 1863

*Aptychenschiefer* K. M. PAUL 1876. *Geologie der Bukovina Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XXVI, pag. 314—317, Wien 1876.

*Neocomaptychen-Mergel* FR. HERBICH 1878. *Das Szeklerland*, pag. 182

*Rosfelder-Schichten* FR. HERBICH 1878. *Das Szeklerland*, pag. 186

*Neocomer Karpathensandstein* HERBICH 1878. *Das Szeklerland* pag. 235.

*Ropiankaschichten* K. M. PAUL 1879. *Das Karpathensandsteingebiet im südöstlichen Siebenbürgen. Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1879, pag. 70.

*Neocomer Karpathensandstein* K. M. PAUL u. EM. TIETZE 1879. *Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XXIX, pag. 192, Wien, 1879

*Jurassic* C. BOTEA 1885. *An. Bir. Geol.* III, pag. 52. București 1885.

*Neocom* GR. COBĂLCESCU 1888. *Contemporanul. An.* IV. Nr. 10, Iași 1888.

*Neocom* V. UHLIG 1889. *Vorläufiger Bericht. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien. Mathem.-naturwiss. Klasse.* Bd. XCVIII, pag. 737, Wien, 1889.

*Barremian* V. POPOVICI-HATZEG 1898. *Études géol. des environs de Câmpulung et de Sinaia*, pag. 106—108, Paris 1898.





*Hydraulische Mergeln*. S. ATHANASIU 1899. Geol. Beobachtungen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* pag. 131, Wien 1899.

*Neocomer Karpathensandstein*. V. UHLIG 1903. Bau u. Bild der Karpathen, pag. 813, Wien 1903.

*Neocom*. R. SEVASTOS 1905. Observații asupra zonei de gres carpatic din jud. Neamț, Iași 1905.

*Strate de Sinaia*. W. TEISSEYRE 1905. Ueber die tektonischen Verhältnisse der Subkarpathen am Ialomitza Fluss und in den Nachbargebieten, pag. 3. Dec. 1905.

*Strate de Sinaia*. G. M. MURGOCI 1910. The geological synthesis of the Souths Carpatians. *Congr. geol. intern. C.R. du XI-e Congrès* pag. 874, Stockholm 1912.

*Strate de Sinaia pro parte*. I. P. VOITEȘTI 1911. Nummulitique gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, pag. 329—338, București 1911.

*Strate de Sinaia (Valanginian-Hauterivian)*. L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI 1914. Contribuțiuni la cunoașterea Flișului carpatic. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V. Fasc. II, pag. 534, București 1914.

*Hauterivian (Strate cu Aptychus)*. D. M. PREDA și I. ATANASIU 1925. Struct. géol. de la partie supérieure de la vallée du Trotuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. X, pag. 389, București 1925.

*Valanginian-Hauterivian*. G. MACOVEI și I. ATANASIU 1925. Structura geol. a Văii Bistrița între Pângărați și Bistricioara. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII, pag. 66. București, 1926.

S'a atribuit acestor etaje (Valanginian-Hauterivian) termenul cel mai inferior al depozitelor din Fliș, reprezentat printr'un complex de strate cunoscut în literatura geologică a Carpaților orientali, mai ales sub numele de « Strate cu *Aptychus* » sau « Strate de Sinaia ».

Denumirea de « Strate cu *Aptychus* » a fost introdusă în 1876 de K. M. PAUL (58, p. 314—317) pentru desemnarea unui complex de strate din valea superioară a Moldovei, la E de Pojorâta, în care a găsit câteva exemplare de *Aptychus didayi* Coq., pe temeiul cărora îi atribue o vârstă neocomiană.

Termenul de « Strate de Sinaia » a fost introdus pentru prima oară, în 1905, de W. TEISSEYRE (79, p. 3), pentru a desemna un pachet puternic de strate, care în V. Prahovei se găsește la baza Flișului carpatic.

Prima descriere mai detaliată a Stratelor de Sinaia o dă însă V. POPOVICI-HATZEG (60, p. 106).

În regiunea de care ne ocupăm, Stratele de Sinaia formează o zonă dirijată NNW—SSE, a cărei lărgime de 1,8 km atinsă în Nordul regiunii (Slătioara), crește în dreptul Sabasei la 6 km, în dreptul P. Dreptului la 7 km, pentru a se îngusta apoi în Sudul regiunii, la 4 km. Din cauză că stratele sunt puternic și neregulat cutate, nu le putem da cu exactitate grosimea, ea trebuie să atingă însă minimum o mie de metri.

Cutele sunt dirijate NNW—SSE, cu o evidentă deversare spre E.

Din punct de vedere petrografic, Stratele de Sinaia sunt constituite, în cea mai mare parte, dintr'o alternanță de calcare marnoase și gresii calcaroase



cenușii. Calcarele marnoase se prezintă în bancuri de 40—60 cm grosime, iar gresiile calcaroase în bancuri de 15—80 cm grosime.

În acest complex foarte tectonizat, și din acest motiv străbătut în toate sensurile de numeroase vine de calcit ce ating uneori grosimea de 3—4 cm, se intercalează calcare recifale, calcare nisipoase și conglomerate mărunte, acestea din urmă având însă o dezvoltare redusă.

Către partea superioară a Stratelor de Sinaia se întâlnesc gresii conglomeratice cu numeroase elemente de șisturi cristaline și frecvente sfărâmături de *Aptychus*. Aceste gresii conglomeratice sunt însoțite de calcare marnoase foarte bogate în Calpionelle și în Fucoide liniare, punctiforme.

Așa dar, rocele care se întâlnesc în complexul Stratelor de Sinaia sunt: calcare marnoase, gresii calcaroase, calcare recifale, calcare nisipoase, conglomerate și gresii cu *Aptychus*.

a) *Calcarele marnoase* constituie rocele cele mai caracteristice. Ele sunt fine, compacte, dure, apropiindu-se până la un punct de un calcar lithografic. Sunt albe-gălbui pe suprafața alterată și verzi-albăstrui în spărtura proaspătă. Sunt străbătute de o rețea deasă și fină de vinișoare de calcit. În strat ating o grosime maximă de 60 cm.

Pe suprafața unora se întâlnesc Fucoide înguste, punctiforme.

În secțiuni subțiri materialul detritic este foarte slab reprezentat prin rare granule de cuarț, ce nu depășesc 0,02 mm în diametru. Uneori, când marno-calcarul este puțin nisipos, materialul psamitic crește, rămânând însă reprezentat tot numai prin granule de cuarț, la care se adaugă rare fragmente de Șisturi cristaline. În cazul acesta, megascopice, roca apare presărată cu mici pete strălucitoare.

Mineralele autigene sunt slab reprezentate prin pirită sub formă de globule și aglomerațiuni.

Resturile organice sunt numeroase și reprezentate prin Calpionelle și Radiolari. Calpionellele întâlnite sunt: *Calpionella alpina* LOR., *Calpionella carpatica* MURG., FILIP., și *Calpionella elliptica* CAD.; Radiolarii (0,13 mm) sunt reprezentați, atât prin grupa *Spumellaria*, cât și prin grupa *Nassellaria*. În majoritatea cazurilor sunt calcificați și uneori calcita este înlocuită cu frumoase cristale de pirită, oxidată în hematit sau limonit.

Cimentul este argilo-calcaros.

b) *Fresiile calcaroase* alcătuiesc împreună cu calcarele marnoase, după cum am arătat mai sus, rocele cele mai caracteristice ale Stratelor de Sinaia. Sunt dure, fine, de un cenușiu-închis, traversate de numeroase vine de calcit și ating în strate o grosime de 15—80 cm. Pe suprafețele acestora se observă





câteodată urme cărbunoase și hieroglifice, iar din cauza cutărilor intense pe care le-au suferit, capătă uneori un aspect filitos.

Materialul detritic este bogat reprezentat prin granule zdrobite de cuarț, lamele de muscovit, biotit și clorit, lamele care apar frânte sau curbate; granule de calcit maclat, fragmente de calcare cu Calpionelle, în parte recristalizate, fragmente de calcare cu structură pseudo-oolitică, fragmente de micașisturi, de cloritoșisturi și rare granule de feldspat potasic și calcosodic.

Ca minerale autigene se găsește în cantitate destul de mare pirită sub formă de globule sau aglomerațiuni.

Resturile organice sunt rare și reprezentate prin fragmente de Echino-derme.

Unele își conservă cimentul primordial sub forma unui schelet calcaros, continuu, omogen. Altele au cimentul parțial cristalizat în grăunți uniformi.

c) *Calcarele recifale* se întâlnesc ca intercalațiuni în gresiile calcaroase sau în calcarele marnoase. Uneori sunt atât de dezvoltate, cum se întâmplă pe V. Bistriței în aval de P. Mădei, încât calcarele marnoase și gersiile se subordonează lor. Megascopice se confundă cu calcarele marnoase, de care se deosebesc numai prin culoarea lor mult mai închisă, mergând până la albastrui.

Materialul detritic este slab reprezentat prin granule de cuarț cu extincție înduloadă și paiete de mică.

Mineralele autigene lipsesc, iar resturile organice, foarte numeroase, sunt reprezentate prin Textularii, Rotalii, numeroase fragmente de Corali, Echino-derme și Moluște.

Cimentul este calcaros.

d) *Calcare nisipoase cu structură grunjoasă (grumeluse)*. Astfel de roce se întâlnesc mai rar, sub forma de intercalațiuni subțiri în calcarele marnoase.

Materialul detritic este bine reprezentat prin granule de cuarț cu numeroase incluziuni. Tot atât de frecvente, ca și granulele de cuarț, sunt fragmentele de cuarțite și lamelele de muscovit. Mai puțin numeroase sunt plajele de calcit maclat și granulele de feldspat plagioclas. Toate granulele sunt uniforme ca mărime.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin globule de pirită, iar resturile organice prin foarte rare exemplare de Foraminifere nedeterminabile.

Toate aceste elemente sunt răspândite într-o masă constituită din carbonat de calciu, în care se întrebuițează mici porțiuni cenușii de carbonat de calciu de formă globuloasă sau neregulată, ceea ce imprimă calcarului o structură grunjoasă.

e) *Conglomerate*. Asemenea roce se întâlnesc intercalate în bancuri subțiri în gresiile calcaroase. Au o dezvoltare redusă. Sunt conglomerate cu elemente mici, reprezentate prin roce sedimentare și șisturi cristaline.

Ca elemente sedimentare se recunosc: gresii calcaroase, calcare marnoase și calcare recifale. Elementele de șisturi cristaline sunt reprezentate, în cea mai mare parte, prin cloritoșisturi, apoi gneisse aplitice, ortogneisse granitice și ortogneisse cu microclin cu origina din Cristalinul vecin.

Liantul este o gresie calcaroasă în care se recunosc aceleași elemente

f) *Gresii cu Aptycus*. La partea superioară a Stratelor de Sinaia, în apropierea contactului cu Barremianul, se întâlnesc — dealtfel numai în câteva locuri și anume : pe malul drept al Bistriței în dreptul confluenței Farcașei și pe malul stâng al Pârâului Cotârğași, în aval de P. lui Gătina — câteva deschideri alcătuite din gresii cu bobul mare, în bancuri până la 2 m, asociate cu calcare marnoase cu Calpionelle.

D. M. PREDĂ (62, p. 18) paralelizează aceste gresii cu Stratele de Comarnic

Gresiile sunt dure, de culoare cenușie-închisă și traversate de vine de calcit. Sunt constituite în cea mai mare parte din fragmente de șisturi cristaline de culoare verde (cloritoșisturi), vizibile cu ochiul liber, și din mici sfărâmături de *Aptychus*. În secțiuni subțiri, arată o mare bogăție în resturi organice și în fragmente de calcare marnoase cu Calpionelle.

Materialul detritic este bogat reprezentat prin granule zdrobite de cuarț bogate în incluziuni și cu extincțiuni onduloase, prin fragmente de șisturi cristaline și prin fragmente de cuarțite. Se întâlnesc, deasemenea, lamele de muscovit, lamele de biotit cu treceri spre clorit și cu formare de spnen și calcit maclat. Rar se întâlnesc granule de feldspati: foarte numeroase sunt însă fragmentele de calcare marnoase cu Calpionelle.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin pirită și limonit.

Printre resturile organice, bogat reprezentate, întâlnim Textularii cu testul gros, fragmente de Corali, fragmente de Echinoderme și Bryozoare și fragmente de *Aptychus*.

Cimentul uneori calcaros, alteori argilo-calcaros.

G. MACOVEI și I. ATANASIU, în studiul de sinteză asupra Cretacicului din România (42, p. 167, 168), ajung la concluzia că în Carpații orientali, Stratele de Sinaia încep printr'un conglomerat de bază, poligen.

Același lucru îl constată și G. MURGEANU și N. GHERASI (50, p. 207) în V. Zamurei, unde la baza Stratelor de Sinaia apar conglomerate mărunte.

Din examinarea raporturilor dintre Cristalin și Stratele de Sinaia se constată că tipurile de roce care iau contact cu Șisturile cristaline nu sunt totdeauna





aceleași, ele putându-se raporta la calcarele recifale, la calcarele marnoase sau la gresiile calcaroase. Este drept că între Zona cristalină și Fliș se interpune adesea un accident tectonic, care poate ascunde orizontul de bază al Stratelor de Sinaia și care poate da în schimb la iveală un orizont mai superior. Acest accident tectonic este însă superficial, deoarece acolo unde eroziunea a fost intensă, raporturile dintre cele două unități, Cristalin-Fliș, se normalizează. În acest caz, pe Cristalin se așează calcare marnoase, calcare recifale sau gresii calcaroase.

Astfel de situații se recunosc începând din dreptul Văii Bistriței spre S, până în dreptul Pârâului Stejarului. Faptul ne obligă să considerăm că în această regiune Stratele de Sinaia nu debutează printr'un conglomerat, și că orizontul lor de bază poate fi reprezentat prin calcare recifale, calcare marnoase sau gresii calcaroase.

Obșnuit, într'o formațiune transgresivă, cum ar fi Stratele de Sinaia, rocele orizontului de bază trebuie să reflecteze compoziția țărmului. Analizând rocele care stau la baza Stratelor de Sinaia, constatăm că unele sunt sedimente zoogene (calcarele recifale), altele sedimente pelagice (calcarele marnoase), iar altele sedimente detritice (gresiile calcaroase). Deci, niciunele, (cel puțin primele două), nu reamintesc compoziția țărmului.

Dacă aceste roce constituie într'adevăr, când unele când altele, orizontul de bază al Stratelor de Sinaia, aceasta ne arată că țărmul nu prezintă un relief viguros în stare să contribuie, prin materialul ce l-ar fi răspândit în mare, la nașterea de sedimente detritice, ci coastele erau plate, fără faleze.

În zonele puțin profunde ale acestei mări, se dezvoltau organisme constructoare, ale căror schelete, prin aglomerare, au dat naștere calcarelor recifale.

Tot în regiunile puțin profunde ale acestei mări și în apropierea țărmului, se depuneau calcarele marnoase, care luau naștere, foarte probabil, pe socoteala «aptelui recifilor», ce ținea în suspensie mici fragmente de ale organismelor constructoare, amestecate cu un nămol calcaros format dintr'un precipitat chimic, rezultat fie din disocierea bicarbonatului de calciu, fie din produsele de extracție ale animalelor constructoare, precum și din descompunerea materiei lor organice. Bineînțeles că la acest precipitat calcaros se adaugă și un aport de argilă sau uneori chiar materiale detritice (cuart, șisturi cristaline), cum este cazul calcarelor marnoase puțin nisipoase.

Adâncimea la care se formau aceste sedimente pelagice nu ne-ar putea fi indicată decât de organismele benthonice, deoarece cele pelagice sau nectonice sunt indiferente față de adâncime.

Lipsa organismelor benthonice în depozitele pelagice de mică adâncime se explică adesea prin circumstanțe locale, absența curenților, de exemplu (23, p. 9).



Acolo unde țărmul nu era plat ci prezenta accidente capabile să nutrească o sedimentație detritică, luau naștere gresii calcaroase sau chiar conglomerate.

Prezența conglomeratelor la S de Bistricioara (23, p. 167, 168), ca orizont de bază al Stratelor de Sinaia, presupunea un țăim abrupt, șanțuit de torenți și supus la violenți curenți litorali. În cazul acesta, sedimentația pelagică se instala pe fundul foselor sau departe de țăim.

Dacă s'ar considera că nu calcarele recifale sau calcarele marnoase reprezintă orizontul de bază al Stratelor de Sinaia, ci că acestea debutau totuși printr'un conglomerat, ar trebui să ne îndreptăm spre ideea că actuala linie de despărțire dintre Cistalin și Fliș nu reprezintă regiunea litorală a mării transgresive, ci că acea regiune se află mult mai la W, depozitele ei de bază (conglomeratele) fiind erodate.

Pentru a cunoaște limita transgresiunii va trebui să regăsim faciesul de coastă.

Cu alte cuvinte, extensiunea actuală a depozitelor marine de vârstă determinată ne dă o imagine minimală despre extensiunea mării aceluia etaj. Pentru a ne apropia de contururile aproximative ale acestei mări va trebui să regăsim faciesul de coastă (23, p. 21, 22), la care ar trebui să adăugăm și deformările prin cutare.

În ceea ce privește vârsta, Stratele de Sinaia sunt atribuite Valanginianului superior și Hauterivianului, pe baza câtorva resturi fosile găsite în ele în diferite puncte. Astfel, HERBICH (26, p. 200) menționează *Aptychus didayi* COQ. pe P. Görbe, la fundul Trotușului și *Peregrinella peregrina* L. v. BUCH la Vârgăș și Zizan (26, p. 248). Tot HERBICH (26, p. 203) menționează *Haploceras* (*Neosassoceras*) *grasianum* D'ORB. la Bancfalău, pe P. Meneșag. *Aptychus didayi* COQ. mai este citat de C. M. PAUL (58, p. 315) la Câmpulungul Bucovinei și de V. UHLIG (85, p. 737) în V. Bicăzului.

Microfauna găsită de noi n'are o valoare stratigrafică, deoarece Calpionelele întâlnite (*C. alpina* LOR., *C. carpatica* MURG., FILIP., *C. elliptica* CAD.) durează din Tithonic până în Barremian.

Urmărind dezvoltarea Stratelor de Sinaia spre N, începând din regiunea Rarăului până în NW Bucovinei, și spre S în Cuveta Hăghimaș, se constată că ele debutează printr'un orizont de bază, distins sub numele de « Strate cu *Aptychus* », în care se întâlnesc *Aptychus lamellosus* PARK. și *Aptychus seranonis* COQ. (11, p. 82). Aceste forme indică o trecere dela Jurasicul superior către Cretacicul inferior.

Formațiuni analoage Stratelor cu *Aptychus* sunt semnalate de I. P. VOITEȘTI și M. ILIE în Munții Trascăului (11, p. 83).

T. KRÄUTNER și mai târziu I. BĂNCILĂ (11, p. 81, 82) presupun, respectiv în Bucovina și Hăghimaș, că aceste Strate cu *Aptychus* corespund unei tranziții între Jurasicul superior și Cretacicul inferior.





Deci, cel mai vechi nivel pe care ni-l prezintă Stratele de Sinaia sunt Stratele cu *Aptychus*, care apar acolo unde de sub Stratele de Sinaia apare insula cristalină. Aceste Strate cu *Aptychus* s'ar putea paraleliza cu Stratele de Azuga.

Formele de *Aptychus* ne duc ceva mai jos decât Valanginianul și anume în Malm, deci începutul geosinclinalului Flișului trebuie să-l plasăm puțin mai jos decât Valanginianul, cu alte cuvinte Stratele de Sinaia ar putea cuprinde și o mică parte din Jurasicul superior.

## 2. BARREMIAN — APŢIAN INFERIOR (STRATE DE BISTRA)

### Sinonimie:

*Eocen* pro parte GR. ŞTEFĂNESCU 1885. Relaţiune sumară despre lucrările biroului geologic în judeţele Bacău, Tecuci, Neamţ, Suceava și Dorohoi. *An. Bir. Geol.* An. III, 1885, Nr. 1, pag. 36—48.

*Neocomian* pro parte GR. COBĂLCESCU în E. TEODORESCU. Dare de seamă asupra excursiei geologice a elevilor Șc. Norm. Sup. din Iași, *Contemporanul*. An. VI. Nr. 10. Iași 1888.

*Massiger Sandstein*. V. UHLIG 1889. Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz., pag. 10.

*Gresia dela Poiana Teiului*. R. SEVASTOS 1905. Asupra Zonei de gres carpatic din jud. Suceava și Neamţ. *Congr. asoc. pt. înaintarea științelor*, 1903, pag. 411.

*Gresia cu Turrilites dela Farcașa*. R. SEVASTOS 1905. Asupra Zonei de gres carpatic din jud. Suceava și Neamţ. *Congr. asoc. pentru înaintarea științelor* 1903, pag. 411.

*Strate de Babșa* pro parte. S. ATHANASIU 1905. Über die Stratigraphie des Stânișoara-Berges in der N. Moldau. *Bul. Soc. Sc. din Buc.*, București 1905, pag. 363—366.

*Barrême-Stufe*. E. M. VADÁSZ 1911. Petrefakten der Barrême-Stufe aus Erdély. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.* 1911, Nr. 6.

*Strate de Bistra* (Barremian Vest-intern) G. MACOVEI și I. ATANASIU 1934. L'Évolution géologique de la Roumanie — Crétacé — *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. București 1934, pag. 169.

Depozitele pe care le atribuim Stratelor de Bistra mai sunt cunoscute în literatura geologică sub numele de « Barremian Vest-intern » (42, p. 169) și corespund în parte cu « Stratele de Babșa », considerate ca albiene de S. ATHANASIU (7, p. 363—366), și cu « Gresia dela Poiana Teiului » și « Gresia cu *Turrilites* dela Farcașa » ale lui R. SEVASTOS (66, p. 411), considerate respectiv ca Gault și Cenomanian.

Ca și Stratele de Sinaia, ele formează o zonă dirijată NNW — SSE, zonă care dela o lățime de 2 km, pe care o atinge în Nordul regiunii, crește a 6 km în S. Grosimea Stratelor de Bistra pare să fie de 650 m.

Stratele de Bistra sunt construite din gresii calcaroase, masive, în bancuri de 1—4 m grosime, separate prin intercalații de calcare marnoase, gresii în plăci sau șisturi argiloase, negricioase, fin micacee.



În gresiile calcaroase, masive, ce au fost confundate uneori cu Gresia de Tarcău, se intercalează, mai ales către partea superioară, puternice bancuri de conglomerate, ce ating uneori o grosime de peste 350 m.

În asociație cu conglomeratele apar blocurile de calcar, cunoscute în literatura geologică sub numele de « Klippe » și de care ne vom ocupa mai jos.

a) *Gresiile calcaroase* constituie rocele mai răspândite și mai caracteristice ale Stratelor de Bistra din această parte. Ele sunt masive, adesea ușor conglomeratice sau numai cu o pojghiță conglomeratică. Sunt de culoare cenușiu-închisă pe suprafață și albăstrii în spărtură proaspătă. Sunt străbătute de rare vine de calcit; conțin uneori urme cărbunoase și prezintă rareori hieroglife pe fețele inferioare. În totul arată o uniformitate remarcabilă, care îngreunează mult descifrarea structurii geologice regionale.

În secțiuni subțiri, materialul detritic este reprezentat prin granule de cuarț, lamele de muscovit, biotit și clorit, granule de feldspați potasici și calcosodici, fragmente de cuarțite, fragmente de calcar cu structură giunjoasă sau pseudo-oolitică, plaje de calcit maclat, zirkon și apatit. Cuarțul este colțuros, în parte sdrobit și cu incluziuni de zirkon. Granulele sunt uniforme ca mărime, atingând diametrul maxim de 0,4 mm. Biotitul apare decolorat, fără treceri spre clorit. Alteori este alterat în klinoclor.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin cristale de pirită, uneori oxidate în limonit sau hematit.

Resturi organice nu se constată în mod cert. În unele secțiuni se observă numeroase pete brun-roșcate, care ar putea reprezenta deopotrivă alge sau oxizi de fier.

Cimentul este argilo-calcaros.

Prezența mineralelor grele (zirkon), în unele secțiuni în mare cantitate, arată că aceste depozite s'au format în apropierea țărmlui.

b) *Calcarele marnoase* apar ca intercalațiuni în gresiile calcaroase, masive. Grosimea lor merge până la 30 cm. Sunt de culoare cenușiu-închisă în secțiuni subțiri, materialul detritic, foarte redus, este limitat la rare granule colțuroase de cuarț ce ating diametrul maxim de 0,06 mm și la rare lamele de muscovit (În varietățile nisipoase materialul detritic crește).

Mineralele autigene, foarte rare, sunt reprezentate prin cristale de pirită.

Resturile organice sunt în schimb foarte numeroase. Se întâlnesc Globigerine cu testul hialin, Textularii, Radiolari calcificați și piritizați, Coccolithe și Calpionelle din grupa *Calpionella alpina* LOR.

Cimentul este argilo-calcaros.





c) *Șisturile argiloase*, negricioase, fin micacee, foioase, apar și ele ca intercalațiuni subțiri (până la 50 cm) în gresile calcaroase, întovărășind calcarele marnoase. Sunt sfărâmcioase și în secțiuni subțiri materialul detritic este reprezentat prin rare granule de cuarț și numeroase lamele de muscovit. Mineralele autigene, în mică proporție, sunt reprezentate prin cristale de pirită.

Resturile organice sunt rare și reprezentate prin Globigerine și Radiolari. Cementul este argilos.

d) *Conglomeratele* nu formează un orizont constant, ci se întâlnesc local, ca intercalații lenticulare în gresii, mai ales către partea lor superioară, unde ating uneori o grosime de peste 300 m.

Înălțimile Razemul (1140 m), Migovanul, Gemenii-Borca, Surducul Rusului și piciorul Piatra Hagi sunt alcătuite din aceste conglomerate. Elementele lor, cu dimensiuni obișnuite de 1—3 cm, merg până la 20 cm în diametru și sunt reprezentate prin ortogneisse granitice, cloritoșisturi, gneisse, cuarțite, paragneisse cu biotit, gresii calcaroase, calcare marnoase tip Sinaia și calcare.

În asociație cu conglomeratele apar blocuri de calcar, indicate în literatura geologică sub numele de «Klippe» și care par înecate în conglomerate, fără a lăsa să se vadă relațiile lor cu fundamentul. Aceste blocuri, care ating uneori 10 m<sup>3</sup>, se întâlnesc pe piciorul Piatra Hagi, pe piciorul Surducul Rusului, pe P. Soldanului și pe V. Farcașei. Sunt destul de variate ca aspect megascopic, unele fiind negre-cenușii, compacte, cu resturi de Echinoderme pe suprafață, altele brecifiate, puțin nisipoase și de culoare cenușiu-deschisă.

Studiul microscopic ne arată că avem de a face cu calcare recifale, unele lipsite complet de material detritic, altele nisipoase. Sunt în mare parte sau aproape complet recristalizate, din care cauză din roca primordială nu se mai văd decât măturii ce apar sub formă unor pete negre, în care se observă grăunți de cuarț. În varietățile nisipoase se întâlnesc, pe lângă cuarț, paiete de muscovit, biotit și fragmente de șisturi cristaline.

Resturile organice sunt numeroase, fiind reprezentate prin Orbitoline cu testul arenaceu, Miliolide, Nodosarii, Textularii, Rotalii și fragmente de Corali, Echinoderme, Brachiopode și Moluște.

Prezența acestor resturi fosile ne face să considerăm aceste «Klippe» ca vestigii ale faciesului urgonian, adică niște recifi instalați în faciesul neritic-litoral.

Urgonianul, etaj creat de AL. D'ORBIGNY (55), este considerat astăzi ca un facies ce debutează uneori cu Barremianul inferior, cuprinde totdeauna Barremianul superior și se prelungește uneori în Aptianul inferior (23, p. 430).



R. SEVASTOS (65, p. 416) consideră aceste blocuri de calcar ca fragmente din depozite subjacente, aduse la zi prin mișcări tectonice.

Până în prezent Stratele de Bistra au fost considerate de majoritatea cercetătorilor ca aparținând Barremianului.

Singurele resturi fosile, cunoscute până acum în Stratele de Bistra din bazinul Bistrița, sunt: Fucoide, un fragment de test de Echinid și fragmente nedeterminabile de Amoniți (42, p. 170).

Dovezi paleontologice sigure pentru vârsta Stratelor de Bistra nu se găsesc decât mai spre S, în Țara Secuilor, unde VADÁSZ (89, p. 190) a descris la Arcuș, lângă Sf. Gheorghe, următoarea faună barremiană:

- Lytoceras raricinctum* UHL.
- Schloenbachia* sp. (cf. *cultrata* D'ORB).
- Haploceras* sp.
- Desmocer* cf. *difficile* D'ORB.
- » *pilotatum* UHL.
- » cf. *charrierianum* D'ORB.
- » sp.
- Silesites* sp. (cf. *vulpes* COZ.)
- Holcodiscus gastaldi* D'ORB.
- » sp. (cf. *hugii* GAST.)
- Pulchellia provincialis* D'ORB.
- » *didayi* D'ORB.
- Crioceras* sp.

Un fragment de Amonit găsit de noi pe P. Muncleanul, afluent al Pârâului Dreptului, ne face să trecem Stratele de Bistra la Barremian-Aptian inferior.

Pe P. Muncleanul, 250 m în amont de confluența lui cu P. Scurt (c. 780 m), am găsit — nu în loc, ci printre rocele ce curg pe pârâu — un fragment de Amonit ce reprezintă tiparul extern al unei părți din spirală, conservat într-o gresie grosieră. Faptul că nu a fost găsit în loc nu reduce valoarea de documentare, deoarece acest fragment de Amonit n'ar putea proveni de mai departe de Vârful Hurduga (1385 m), un nod orografic constituit în totalitate din aceleași gresii ale Stratelor de Bistra.

Atribuim acest exemplar formei *Acanthoplites aschiltaensis* ANTHULE (1) și caracterele lui sunt:

Diametrul . . . . .	66 mm (1)
Diametrul ombilical . . . . .	* (?)
Înălțimea ultimului tur . . . . .	26 mm (0,39)
Grosimea . . . . .	21 mm (0,31)





Secțiunea spirei este ovală, cu înălțimea mai mare decât lărgimea, aceasta din urmă fiind mai mică în regiunea ombilicală.

Din marginea regiunii ombilicale pornesc coaste principale, depărtate între ele cu 3,7 mm în regiunea ombilicală și cu 9,7 mm în regiunea sifonală.

Între coastele principale se află câte o creastă intermediară, la fel de proeminentă ca și cele principale. Aceste coaste intermediare încep la jumătatea distanței dintre marginea regiunii ombilicale și marginea externă.

În regiunea externă, depărtarea dintre coastele principale și secundare este de 4,4 mm. Atât coastele principale cât și cele secundare sunt radiare și trec neîntrerupt pe marginea externă.

Amonitul determinat ca *Acanthoplites aschiltaensis* ANTH. este o formă ce aparține Bedulianului, termen creat de TOUCAS, pentru a desemna diviziunea inferioară a Apțianului și corespunde Zonei cu *Ancyloceras matheroni* și *Parahoplites deshayesi* a lui W. KILIAN (Montagne de Lure, p. 252).

Adăugând la fauna barremiană menționată de E. M. VADÁSZ, fauna urgoniană din « Klippe » și pe *Acanthoplites aschiltaensis* ANTH., putem afirma o vârstă barremian-apțian inferioară pentru ceea ce s'a separat în Moldova sub numele de « Strate de Bistra », adică ele corespund stratigrafic cu ceea ce s'a separat în Muntenia sub numele de « Strate de Comarnic ».

Separarea geognostică pe care suntem obligați a o face în Fliș, din cauza lipsei datelor paleontologice — și ca o consecință a acesteia, limitele pe care le punem sunt de cele mai multe ori arbitrare — vine în sprijinul ideii că ceea ce separăm noi în Fliș ca unități petrografice nu coincide cu etajele clasice.

Deci, ceea ce s'a separat ca Barremian (Strate de Bistra) în Moldova cuprinde și Apțianul inferior, adică Stratele de Bistra echivalează, din punct de vedere stratigrafic, cu Stratele de Comarnic din Muntenia, deși nicăieri nu observăm aspectul petrografic al acestora din urmă.

Este bine să amintim că am luat limita inferioară a Stratelor de Bistra acolo unde se termină Gresile cu *Aptychus*, însoțite de calcare marnoase tipice Stratelor de Sinaia, și limita superioară acolo unde încep argilele nisipoase, marnele șistoase și gresiile fine, argilo-calcaroase, atribuite orizontului marnos al Apțianului.

### 3. APȚIAN

Acest etaj este reprezentat în regiunea cercetată printr-o puternică serie de marne șistoase și gresii calcaroase și corespunde la ceea ce s'a separat în Flișul Carpaților orientali ca orizont marnos și orizont gresos al Apțianului (40, p. 10).



## ORIZONTUL MARNOS

## Sinonimie:

*Cretacic inferior* pro parte. HERBICH. Das Széklerland, pag. 198, Budapest 1878.

*Eocen* pro parte. GR. ȘTEFĂNESCU și BOTEA. *Anuar. Bir. Geol. An. I.* 1882—83. pag. 52. București 1884.

*Neocomian* pro parte. GR. COBĂLCESCU în E. TEODORESCU. Dare de seamă asupra excursiei geologice a elevilor Școlii Normale Sup. din Iași. *Contemporanul*, An. VI. Nr. 10, Iași 1888.

*Cretacic superior*. UHLIG. Vorläufiger Bericht ueber eine Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. 1899.

*Strate de Babșa* pro parte S. ATHANASIU. Uber die Stratigraphie des Stânișoara-Berges in der Nord-Moldau. *Bul. Soc. Științe din Buc.* pag. 363—366. București 1905.

*Strate de Comarnic*. I. P. VOITEȘTI. Le Nummulitique gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, pag. 329. București, 1910.

Acest orizont inferior marnos este reprezentat prin marne șistoase, argiloase, fine, micacee, cu intercalații de argile nisipoase și de gresii fine, șistoase, în bancuri de 20—30 cm grosime. Către partea superioară a orizontului apar gresii calcaroase micacee, în bancuri de 20—50 cm grosime sau în plăci subțiri și concrețiuni de calcare nisipoase de formă discoidală.

a) *Marnele șistoase*, argiloase, fine, micacee alcătuiesc rocele cele mai frecvente și cele mai caracteristice din orizontul marnos al Apțianului. Sunt cenușiu-închise și stratificate în plăci subțiri, friabile.

Materialul detritic este reprezentat prin granule de cuarț, fragmente de calcar și numeroase lamele de muscovit și clorit.

Minerale autigene și resturi organice lipsesc; cimentul este argilo-calcaros.

Acele care iau contact cu Șisturile negre prezintă un început de silicifiere, arătat prin prezența romboedrilor de calcit. Silicea este depusă sub formă de cuarț. Vom vedea într'un capitol următor că fenomenul de silicifiere suportat de Șisturile negre afectează și marnele apțiene.

b) *Gresii fine*, micacee, argilo-calcaroase. Ca intercalații în marnele șistoase se întâlnesc gresii fine, micacee, în bancuri de 20—30 cm grosime. Sunt galben-închise sau cenușiu-închise. Se prezintă în plăci subțiri, unele cu urme carbunoase și cu structură curbicorticală.

Materialul detritic este reprezentat prin granule de cuarț, uniforme ca mărime, ce ating diametrul maxim de 0,1 mm, și prin numeroase lamele de muscovit și clorit. Cimentul este argilo-calcaros.

c) *Argilele nisipoase* se întâlnesc și ele, ca și gresiile fine, ca intercalații repetate în marnele șistoase. Sunt galbene-cenușii și au materialul detritic reprezentat prin granule de cuarț, lamele de muscovit, clorit și biotit decolo-





rat și fragmente de cuarțite micafer. Mineralele autigene sunt reduse la rare cristale de pirită, iar resturile organice lipsesc. Cimentul este argilos.

d) *Gresii calcaroase*, micacee. Către partea mijlocie a orizontului marnos și din ce în ce mai frecvent către partea superioară apar gresii calcaroase, micacee în bancuri de 20—50 cm grosime sau în plăci subțiri. De culoare cenușiu-închisă pe suprafață, sunt cenușii-albastrii în spărtură proaspătă. Pe suprafața inferioară a gresiilor se observă hieroglife și urme cărbunoase. Unele prezintă o structură curbicorticală. Materialul detritic este reprezentat prin granule colțuroase de cuarț, uniforme ca mărime, atingând diametrul maxim de 0,4 mm. Deasemenea se întâlnesc frecvente lamele de muscovit, clorit și biotit, fragmente de cuarțite sericitoase și cloritoase, fragmente de calcare marnoase și granule de feldspați calcosodici. Printre mineralele autigene pirită este singurul care apare. Resturile organice lipsesc, iar cimentul este calcaros.

e) *Calcare nisipoase*. Către partea superioară a orizontului marnos apar în marnele șistoase mici concrețiuni de formă discoidală de calcare nisipoase cu diametrul de cel mult 20 cm. Grosimea sedimentelor ar fi de cca 400 m.

Materialul detritic, destul de abundent, este reprezentat prin granule colțuroase de cuarț, paiete de muscovit, granule de feldspați calcosodici și numeroase fragmente de calcare marnoase cu Calpionelle și Șisturi cristaline.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin pirită sub formă de globule și aglomerațiuni.

Resturile organice, deasemenea foarte numeroase, sunt reprezentate prin Radiolari calcificați și piritizați din grupa Spumellaria, numeroase fragmente de Corali, Echinoderme și Bryozoare, Alge calcaroase și Melobesicee.

Din studiul microscopic rezultă că roca provine dintr'un recif calcaros.

În ceea ce privește vârsta orizontului marnos, având în vedere prezența Amonitului *Ac nthoplites aschiltaensis* ANTH. în Stratele de Bistra, nu-i putem atribui decât o vârstă mai recentă decât Apțianul inferior. Este foarte posibil ca acest orizont să cuprindă partea superioară a Apțianului inferior și parte din Apțianul superior.

Singurele fosile găsite în acest orizont sunt: *Orbitolina concidea* GROSS. și *O. lenticularis* LAM. (42, p. 172), ambele indicând deasemenea o vârstă apțiană.

#### ORIZONTUL GRESOS

##### Sinonimie:

*Cre acic inferior* pro parte. FR. HERBICH. Das Széklerland, p. 198. Budapest 1878.

*Eocen* pro parte. GR. ȘTEFĂNESCU și I. BOTEA. *Anuar Bir. Geol. An. I.* 1882—83, pag. 52. București 1884.



*Oberer Kreidesandstein.* H. ZAPALOWICZ. Eine geol. Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XXXVI, pag. 497, Wien 1886.

*Magorasandstein* pro parte. V. UHLIG. Vorläufiger Bericht über eine Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. 1899. pag. 738.

*Uzer-Sandstein* pro parte. V. UHLIG. Bau u. Bild der Karpathen, p. 813, Wien 1903.

*Cretacic super'or.* V. UHLIG. Bau und Bild der Karpathen, pag. 872, Wien 1903.

*Gresul dela Poiana Teiului* pro parte. R. SEVASTOS. Asupra zonei de gres carpatic din jud. Suceava și Neamț. *Congr. asoc. pt. înaintarea științelor*, 1903, pag. 414, București 1908.

*Strate de Babșa* pro parte. S. ATHANASIU. Asupra stratigrafiei muntelui Stănișoara din Nordul Moldovei. *Bul. Soc. Științe din București*, pag. 344, București 1905.

Orizontul gresos este reprezentat prin gresii calcaroase, uneori conglomeratice, în bancuri de 1—4 m grosime, cu intercalațiuni de marne șiistoase, argiloase și gresii fine, micacee, argilo-calcaroase. Aceste intercalațiuni se reduc către partea superioară a orizontului, el fiind reprezentat aci numai prin gresii în bancuri puternice.

*Gresiile calcaroase*, uneori conglomeratice, în bancuri de 1—4 m grosime, diferă de cele din primul orizont numai prin mărimea bobului. Cu toată mărimea bobului, sunt totuși foarte rezistente și oferă excelente pietre de construcție. Sunt albastrii în spărtură proaspătă și cenușii-gălbui pe suprafețele alterate. Prezintă deasemenea, pe fețele inferioare de stratificație, numeroase hieroglife.

În secțiuni subțiri, materialul detritic este reprezentat prin granule colțuroase de cuarț, ce ating diametrul maxim de 1 mm, lamele de muscovit, clorit și biotit. Când mica abundă, în special cloritul și muscovitul, gresia devine micacee.

Se întâlnesc deasemenea numeroase fragmente de cuarțite cloritoase, de calcare cu Calpionelle, de calcare cu Textularii, de calcare cu Miliolide și de calcare recifale cu structură pseudo-oolitică sau grunjoasă.

Resturile organice lipsesc, iar cimentul este calcaros, rareori argilo-calcaros.

Atât marnele șiistoase, argiloase, cât și gresiile fine, micacee, argilo-calcaroase sunt aceleași pe care le întâlnim în orizontul marnos. Grosimea sedimentelor ar fi în jurul a 7—800 m.

În acest orizont gresos am găsit pe șoseaua nouă care traversează culmea Stănișoarei, la locul numit «Patru sute», trei Amoniți.

Un exemplar din acești Amoniți prezintă ornamentația proprie Acanthopliților. Forma, cu diametrul de 21 mm, este ușor scaphitoidă, probabil prin deformare. Flancurile sunt regulat rotunjite către partea externă. Coastele principale drepte sunt prevăzute cu un tubercul proeminent, situat în jumătatea externă a flancurilor. Începând dela acest tubercul, coastele prin-





cipale se bifurcă, mai rar se trifurcă. Între coastele principale se intercalează una, două sau chiar trei coaste secundare, unele atingând marginea ombilicală. Pe măsura creșterii diametrului coastele secundare devin mai groase și se intercalează numai câte una între două coaste principale.

Celelalte două exemplare aparțin genului *Parahoplites* și este foarte probabil că reprezintă și aceeași specie.

	D	L	O	G	$\frac{L}{D}$	$\frac{O}{D}$
1	64	26,5	19,5	?	0,41	0,30
2	38,5	16	12	?	0,41	0,31

Exemplarul cel mai mare, puțin turtit lateral, are flancurile relativ plane și rotunjite destul de brusc către partea externă. Peretele ombilical este aproape drept. Pe ultimul tur de spiră coastele sunt la început drepte, cele principale continuându-se pe peretele ombilical unde apar mai proeminente, cele secundare simplu intercalate sau luând naștere din coastele principale, aproape de marginea ombilicală.

Pe camera de habitație coastele principale sunt sinuoase, formând o flexuozi-tate îndreptată înainte și se continuă pe peretele ombilical cu un puternic repliu falciform. Coastele secundare, intercalate câte una între două coaste principale, se șterg către mijlocul flancurilor. Coastele sunt separate către partea externă a camerei de habitație prin intervale egale cu grosimea lor.

Cele două exemplare reprezintă foarte probabil aceeași specie, după cum indică dimensiunile și ornamentația. N'au putut fi determinate specific din lipsă de literatură.

Singura lucrare (68) care ar aduce lumină în această privință ne lipsește.

Parahoplitiții fiind cunoscuți la noi din Apțian până în Albianul inferior inclusiv, determinarea specifică ar fi de mare importanță, atât pentru fixarea sigură pe date palentologice a vârstei orizontului gresos, cât și pentru precizarea vârstei conglomeratelor, situate geometric deasupra gresiilor.

Determinarea specifică prezentând importanța mare pe care am arătat-o va fi reluată imediat ce vom fi în posesia lucrării lui I. SINTZOW.

#### 4. ALBIAN — CENOMANIAN

##### Sinonimie:

*Cretacic inferior* pro parte. FR. HERBICH. Das Széklerland, pag. 198, Budapest 1878.

*Oberer Kreideconglomerat*. H. ZAPALOWICZ. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpthen. *Jahrb d. k. k. geol. R.-A.* XXXVI. Wien 1886.



*Barremian*. GR. COBĂLCESCU in E. TEODORESCU. Dare de seamă asupra excursiei geologice a elevilor Școlii Normale Sup. din Iași sub conducerea lui Cobălcescu. *Contemporanul*. An. VI Nr. 10, Iași 1888.

*Magora andstein* pro parte. V. UHLIG. Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. 1899, pag. 738.

*Cenomanian*. S. ATHANASIU. Morphologische Skizze der moldauischen Karpathen. *Bul. Soc. Științe*. București An. VIII, Nr. 3, pag. 232—277. București 1899. S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* pag. 127—147. Wien 1899.

*Gresia de Godula*. GR. COBĂLCESCU in R. SEVASTOS. Asupra zonei de gres carpatice din jud. Suceava și Neamț. *Congr. asoc. p. înaintarea științelor*. 1903, pag. 411—419. București 1908.

*Cretacic superior*. V. UHLIG. Bau und Bild der Karpathen, pag. 872, Wien 1903.

*Stratele cu Pachydiscus*. S. ATHANASIU. Asupra stratigrafiei muntelui Stânișoara din Nordul Moldovei. *Bul. Soc. Științe*, București An. XIV, Nr. 3 și 4, pag. 344, București 1905.

*Apfian*. G. MACOVEI și I. ATANASIU. Structura geologică a Văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII (1919—1920), pag. 12. București, 1925.

*Albian-Cenomanian*. D. M. PREDA. La nappe des conglomérats de Zăganu et de Ceahlău. *Bul. Soc. Rom. de Geol.*, Vol. IV, pag. 1821, București 1939.

*Cenomanian*. I. BĂNCILĂ. Études géologiques dans les Monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI, pag. 94, București 1941.

Către partea superioară a orizontului gresos urmează o serie puternică de conglomerate, trecerea între acestea făcându-se pe nesimțite, adică, pe măsură ce ne ridicăm în serie, gresiile devin din ce în ce mai grosiere, până ajungem la adevărate conglomerate.

Vârfurile cele mai înalte din regiune: Bivolul, Halăuca, Pietrele Hăcigoiului, Pietrele Muncelului și Masa Tălharului, sunt alcătuite din aceste conglomerate.

Grosimea sedimentelor ar fi de aproximativ 350 m. Din punct de vedere petrografic, sunt conglomerate poligene alcătuite din elemente sedimentare și din elemente de pe Cristalin, unite între ele printr'o pastă gresoasă, micacee.

Ca roce sedimentare se întâlnesc:

a) *Gresii calcaroase*, în totul asemănătoare aceloră din orizontul gresos. Același material detritic cu aceleași remanieri de calcare cu Calpionelle, de calcare cu structură grunjoasă și pseudo-oolitică. Resturile organice sunt rare. Se întâlnesc, de exemplu, fragmente de Bryozoare.

b) *Gresii conglomeratice*.

c) *Calcare recifale*, bogate în resturi de Corali, fragmente de Echinoderme și fragmente de Moluște și Ostracode.

d) *Calcare recifale* cu structură grunjoasă, foarte bogate în resturi organice ca Alge calcaroase, Textularii, Miliolide și fragmente de Corali, Echinoderme și Moluște.





e) *Calcare cu structură pseudo-oolitică*, lipsite de resturi organice.

Ca elemente de pe Cristalin întâlnim: gneisse aplitice, gneisse de injecție, gneisse oculare, gneisse granitice, gneisse cu microclin, gneisse cu biotit, cloritoșisturi cu calcit, cloritoșisturi cu cuarț.

Mărimea acestor elemente este foarte variabilă, mergând dela dimensiunea unui bob de mazăre până la câțiva metri cubi.

Ca intercalațiuni în conglomerate întâlnim gresii calcaroase și chiar gresii fine argilo-calcaroase, caracteristice orizontului marnos apțian, ce egalează uneori în grosime bancurile de "conglomerate.

Uneori și anume acolo unde eroziunea a fost mai puțin activă, deasupra conglomeratelor urmează concordant o alternanță de gresii calcaroase, de gresii fine argilo-calcaroase și de argile nisipoase.

Încercând să facem o comparație între aceste conglomerate și conglomeratele barremiene, constatăm că sunt foarte asemănătoare. Ceeace totuși le deosebește sunt, în primul rând, poziția geometrică, conglomeratele barremiene fiind situate sub orizontul marnos și, în al doilea rând, mărimea elementelor; pe când elementele conglomeratelor barremiene pot atinge câțiva metri cubi, elementele conglomeratelor barremiene nu trec de 30 cm în diametru.

În ceea ce privește frecvența elementelor sedimentare și cristaline, nu putem spune că avem de a face cu o predominare a șisturilor cristaline către bază sau a gresiilor și calcarelor către partea superioară.

S. ATHANASIU (7, p. 350) menționează la baza conglomeratelor (pe clina de Wa Stânișoarei, pe plaiul Ungurului), mai multe stânci alăturate de « Calcare cu Caprotine », dintre care cea mai mare are o înălțime de 4 m, iar suprafața ocupată de aceste stânci este de 2.500 mp.

Astăzi, în locul stâncilor de calcar n'au mai rămas decât niște cuptoare, calcarul fiind complet exploatat, între 1907—1910, pentru fabricarea varului. Totuși, se mai găsesc urme care să amintească prezența stâncilor de altădată.

O altă Klippă se întâlnește la Poiana Teiului, în orizontul gresos, și este cunoscută sub numele de « Piatra Teiului ». Megascopice sunt calcare albicioase sau cenușii-albicioase, iar secțiunile subțiri arată că avem de a face cu:

a) *Calcare recifale cu structură grunjoasă*, lipsite de material detritic și bogate în resturi organice reprezentate prin Textularii cu testul gros, Miliolide, Nodosarii resturi de Corali, de Echinoderme, de Bryozoare și fragmente de Gasteropode.

Prezența Textulariilor cu testul gros arată o abundență în carbonat de calciu și o agitație a apei, condiții ce se întâlnesc în zona litorală.



b) *Calcare cu structură pseudo-oolitică.*

c) *Calcare recifale cu structură pseudo-breciformă.* Acestea din urmă prezintă un început de recrystalizare. Lipsite de material detritic, sunt foarte bogate în resturi organice, reprezentate prin Miliolide (*Biloculina*, *Triloculina*, *Spiroloculina*), Textularii, Globigerine și numeroase fragmente de Corali, Echinoderme și Bryozoare.

Așa dar, studiind în secțiuni subțiri așa numitele « Calcare cu Caprotine », constatăm că avem de a face cu calcare recifale, lipsite complet de material detritic și cu o structură grunjoasă sau pseudo-oolitică, structură ce se explică fie printr'o cristalizare parțială a mărului calcaros, fie printr'o concentrare a carbonatului de calciu în jurul unor corpi străini.

Aceste calcare se deosebesc de acelea de facies urgonian prin aspectul megascopic și prin ipsa Orbitolinelor, dar, ca și cele urgoniene, nu lasă să se vadă relațiile lor cu fundamentul și par înecate de conglomerate.

Tot aceste calcare se găsesc, într'o cantitate foarte însemnată, ca elemente în conglomerate.

Având în vedere tranziția continuă pe care o întâlnim începând cu Barremian-Aptianul și sfârșind cu conglomeratele și faptul că un accident tectonic ar fi greu de explicat într'o astfel de regiune liniștită, posibilitatea ca aceste calcare recifale să reprezinte « Klippe » provenind dintr'un șariaj nu o vedem plauzibilă și aci este locul să mărturisim că ajungem la aceeași concluzie ca I. BĂNCILĂ (11, p. 92), și anume că aceste calcare corespund unei zone de sedimentație recifală anterioară și cel mult sincronă conglomeratelor, zonă de recifi ce a fost fragmentată și antrenată în masa conglomeratelor și din care azi n'au mai rămas decât două insule, cea dela Poiana Teiului și cea din Plaiul Ungurului.

Probabil că ne aflăm în fața unor calcare recifale cu dezvoltare locală, a căror instalare a început încă din timpul Stratelor de Sinaia și a continuat până în timpul conglomeratelor albian-cenomaniene.

Prezența calcarelor recifale din Stratele de Sinaia, calcarele urgoniene, micile concrețiuni discoidale de calcare recifale din orizontul marnos al Aptianului, precum și prezența în orizontul gresos a « Klippe » (termen întrebuințat inpropriu acum) dela Poiana Teiului vin în sprijinul acestei concluzii.

#### VÂRSTA CONGLOMERATELOR

Dacă în stabilirea vârstei Stratelor de Bistra și a celor două orizonturi aptiene am fost ajutați, cât de puțin, de forme caracteristice de Amoniți, ipsa formelor fosile în conglomerate a făcut ca ele să fie atribuite la vârste diferite.





Astfel FR. HERBICH (26, p. 198), în 1878, le atribuie Cretacului inferior, GR. COBĂLCESCU, în 1885, le atribuie Barremianului și mai târziu Albianului (p. 411—414); V. UHLIG (85, p. 738), în 1889, le atribuie mai întâi Paleogenului, comparându-le, împreună cu gresiile subjacente, cu Gresia de Măgura (Majorsandstein), iar apoi (86, p. 872), în 1903, consideră conglomeratele și gresiile din Stânișoara, împreună cu cele din Ceahlău, Hăghimașul Mare, Zăganu și Bucegi, ca făcând parte din «învelișul cretacic superior».

În 1899, S. ATHANASIU (5, p. 127—147) le consideră de vârstă cenomaniană, după câteva impresiuni de Amoniți ce par a avea multă asemănare cu *Acanthoceras mantelli*.

G. MACOVEI și I. ATANASIU (40, p. 12) în 1920, apelând la intercalațiunile de «Calcare cu Caprotine», (termen întrebuițat pentru prima oară de FR. HERBICH), în care disting Caprotine și Alectryonii, și la Orbitolinele găsite în orizontul marnos, le atribuie Apțianului, opinie pe care o îmbrățișează și TH. KRÄUTNER, precum și G. Macovei și D. ȘTEFĂNESCU (43, p. 2).

Tot în sprijinul unei vârste apțiene, I. ATANASIU (2, p. 157) menționează prezența Foraminiferului *Orbitolina* sp. într-o intercalație gresoasă din conglomeratele de pe V. Stânei.

Orbitolinele determinate numai generic n'au valoare stratigrafică, din cauza marii lor extinderi din Barremian până în Cenomanian, lucru atestat de L. CAYEUX (16, p. 69) și de N. M. DOUVILLÉ (18, p. 368).

În ceea ce privește Orbitolinele determinate specific, ca *Orbitolina lenticularis* D'ORB., formă apțiană, acestea provin numai din orizontul marnos.

Cum conglomeratele sunt geometric superioare marnelor, nu putem afirma decât că sunt mai noi decât orizontul marnos, care, după noi, cuprinde partea superioară a Apțianului inferior și partea inferioară a Apțianului superior.

D. M. PREDA (61, p. 483 și 62, p. 18—21), prin comparație cu Zăganu, le atribuie o vârstă albian-cenomaniană, iar I. BĂNCILĂ (11, p. 94) militează pentru o vârstă cenomaniană.

În ceea ce ne privește, având în vedere stabilirea unei vârste apțian-superioare pentru orizontul gresos, suntem nevoiți a atribui conglomeratelor o vârstă mai recentă, probabil albiană sau chiar albian-cenomaniană.

Am văzut mai sus că uneori deasupra conglomeratelor și alteori ca intercalații repetate în conglomerate, urmează concordant o alternanță de gresii calcaroase, de gresii argilo-nisipoase și de argile nisipoase.

S. ATHANASIU (7, p. 348) în lucrarea sa: «Asupra stratigrafiei Muntelui Stânișoara din Nordul Moldovei», mărturisește că deasupra conglomeratelor urmează concordant, în curmătura Stânișoarei, o alternanță de gresii cenușii micacee cu gresii șistoase și șisturi marnoase, complex pe care-l atribuie Seno-



nianului după un fragment de *Pachydiscus* aff. *levyi* GROSS., găsit pe versantul de E al Stânișoarei.

Ca poziție geometrică însă, acest complex la care se referă S. ATHANASIU este inferior conglomeratelor, și anume face parte din ceea ce am separat ca orizont gresos al Apțianului, deci S. ATHANASIU nu se referă la adevăratele gresii de deasupra conglomeratelor.

Apoi afirmația că aceste gresii (7, p. 348) înclină în sens contrar pe cele două cline ale Stânișoarei, desemnând un sinclinal, nu este justă, stratele înclinând în același sens ( $65^{\circ}$  —  $75^{\circ}$ NE) și de o parte și de alta a Stânișoarei.

Cât privește fragmentul de *Pachydiscus*<sup>1)</sup>, găsit în aceste strate, considerate greșit ca stând deasupra conglomeratelor, el reprezintă tiparul intern al unei părți din spiră și pare să aparțină genului *Hoplites*, fără a putea permite o determinare specifică din cauza relei stări de conservare.

Dealtfel, judecând după mărimea fragmentului, care este de 27,5 cm (diametrul scoicii căreia aparținea trebuie să fi fost de cel puțin 40 cm), avem de a face cu o formă bătrână și formele bătrâne de *Pachydiscus* sunt netede și nu cu coaste foarte pronunțate ca la acest exemplar.

R. SEVASTOS (66, p. 414—415), făcând aceeași confuzie de a atribui gresiilor de pe șoseaua ce urcă dela E spre Stânișoara o poziție geometrică superioară conglomeratelor și sprijinindu-se pe un fragment din valva superioară a unui *Hippurites* găsit în aceste gresii, le atribue o vârstă turon-senoniană.

Dela început este vorba, ca și în cazul precedent, nu de gresiile dela partea superioară a conglomeratelor, ci de gresiile orizontului gresos al Apțianului.

Cât privește fragmentul de *Hippurit*, împreună cu alte forme caracteristice ca *Hoplites neocomiensis* D'ORB., *Belemnites minimus* LIST. și *Turritiles*, menționate de R. SEVASTOS în V. Bistriței, forme care ar avea o importanță deosebită în orizontarea Flișului, ele au fost pierdute, după însăși mărturisirea lui R. SEVASTOS (66), încât o revedere a determinărilor nu mai este posibilă. Dealtfel, R. SEVASTOS (66, p. 413—415) indică foarte vag locurile fosilifere sau chiar deloc (66, p. 413—415).

D. M. PREDA (62, p. 16) este primul care se referă la adevăratele gresii de deasupra conglomeratelor.

În ceea ce privește vârsta acestor gresii, având în vedere că ele nu se găsesc cantonate numai către partea superioară a conglomeratelor, ci le întâlnim și ca intercalațiuni repetate în conglomerate, ea nu poate fi decât aceea a conglomeratelor, adică albian-cenomaniană.

<sup>1)</sup> Păstrat în colecția I.G.R.





## B) ZONA ȘISTURILOR NEGRE

### 1. TURONIAN-SENONIAN INFERIOR (ȘISTURI NEGRE)

#### Sinonimie:

*Schipotzr Schichten*, à Șipote Camerale, en Bucovine. K. M. PAUL, *Geologie der Bucovina*, p. 50, 59 et carte géologique, Wien 1876.

Pro parte *Ropiankaschichten* à sphérosidérite, dans la partie méridionale de la Bucovine. K. M. PAUL, l. c. p. 55 et carte, Wien 1876.

*Sphaerosidei züge* in Unterer, dunkelgrauer Kreidekarpathensandstein à Jacobeni (Kaszon) et à Covasna. F. HERBICH. *Das Széklerland*, p. 177, 188, 204, Budapest 1878.

*Schwarze Schiefer*, Schipoter Schichten Paul's à Negrileasa, Tabăra, Găinești. V. UHLIG. *Bau und Bild der Karpathen*, p. 222, Wien 1903.

*Barrémien* (Schistes noirs) dans le bassin de la Bistrița. G. MACOVEI et I. ATANASIU. *Structure géologique de la vallée de la Bistrița entre Pângărați et la Bistricioara. D. de S. Vol. VIII*, t. français, p. 77—81, București 1925.

Le facies *Schistes noirs* du Sénonien carpatique. D. M. PREDA. *Le problème des Schistes noirs dans les Carpathes orientales. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XVII*, pag. 494, București 1936.

Șisturile negre sunt cunoscute în literatura geologică română sub numele de « Strate de Șipote » și « Strate de Audia », iar în literatura geologică poloneză și cehă sub numele de « Strate de Spas », « Cretacicul negru », « Strate de Smilno », și « Strate de Șipote ».

Numele de Strate de Șipote a fost creat de K. M. PAUL în 1876 (58, p. 312—313), după localitatea Șipot dela izvoarele Sucevei, iar cel de Strate de Audia de S. ATHANASIU în 1907 (9, p. XLIX), după localitatea Audia de pe P. Audia, afluent al Bistriței.

Din punct de vedere petrografic sunt reprezentate prin depozite terigene, silicioase, de culoare mai mult sau mai puțin neagră. După M. FILIPESCU (61, p. 482) culoarea neagră este datorită, în mare parte, oxizilor de mangan. Culoarea neagră mai este datorită, în bună parte, și materiei bituminoase care pigmentează cimentul. Tot după M. FILIPESCU (61, p. 495), caracterul silicios al Șisturilor negre este datorit abundenței organismelor silicioase în marea în care se depuneau Șisturile negre.

În regiunea cercetată, Șisturile negre formează o zonă dirijată NNW—SSE, a cărei lățime neconstantă atinge în Nordul regiunii, în dreptul Schwartzenthalului, 10 km. De aci spre S se îngustează treptat, dispărând imediat la S de Dârz. Zona reapare la Audia, de unde se asociază cu Gresiă de Tarcău. Asupra semnificației acestei dispariții vom reveni în capitolul asupra tectonicii.

În afară de această fâșie ce se alătură Zonei interne a Flișului, pe V. Largului, între Fundul Largului și Dârz, apare un anticlinal de Șisturi negre, ce străpunge Senonianul. Acest anticlinal este desvoltat pe o lungime de 2,4 km și pe o lățime de 4—500 m.



Roclele cele mai caracteristice și cele mai des întâlnite în Șisturile negre sunt șisturile argilo-nisipoase cu aspect de ardezie și gresiile silicioase cu concrețiuni sferoidale de marcasit și siderit. În regulă generală, se observă o alternanță de gresii silicioase, dure, cu șisturi ardeziforme.

Către partea superioară a complexului se intercalează șisturi argilo-calcareose, bituminoase, cu aspect disodilic, marne silicifiate cu spărtură concoidală, calcare marnoase albe, marne cu Fucoide și marne roșii și verzi.

a) *Șisturile argilo-nisipoase negre*, adesea cu aspect de ardezie, sunt puțin silicifiate și au materialul detritic reprezentat numai prin granule de cuarț cu extincții ondulatorii.

Mineralele autigene, în mică proporție, sunt reprezentate prin pirită ce apare sub formă de globule sau aglomerațiuni și prin rare granule de glauconit.

Printre resturile organice apar Radiolari calcificați, Globigerine și fragmente de Echinoderme.

Cimentul este argilos și pigmentat cu materii bituminoase.

b) *Gresiile silicioase*, care împreună cu șisturile argilo-nisipoase ardeziforme alcătuiesc rocile cele mai caracteristice din complexul Șisturilor negre, sunt compacte, dure, fine, sticloase, negre și cu spărtură concoidală. În ele se intercalează, în bancuri de 10 până la 20 cm grosime, jaspuri negre cu spărtură prismatică și care uneori, datorită alterației superficiale, se divid în fragmente romboedrice.

Gresiile includ în masa lor dese concrețiuni sferoidale de marcasit și siderit. Suprafața sferosideritelor capătă, sub influența factorilor de alterație, o culoare brun-roșcată.

În secțiuni subțiri, materialul detritic este reprezentat numai prin granule de cuarț, uniforme ca mărime, ce ating diametrul maxim de 0,5 mm.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin pirită sub formă de cristale și aglomerații și prin granule de glauconit ce ating diametrul maxim de 0,25 mm.

Resturile organice lipsesc, iar cimentul este reprezentat prin silice depusă sub formă de silice criptocristalină. În acest ciment silicios se întâlnesc numeroase insule de carbonat de calciu și numeroși romboedri de calcit. Persistența resturilor de carbonat de calciu, precum și prezența romboedrilor de calcit în masa rocei, arată că cimentul a fost primordial calcaros.

Prezența romboedrilor de calcit este rezultatul unei suprasaturări a soluției de carbonat de calciu, eliminată prin silicifiere, cu alte cuvinte carbonatul de calciu a fost trecut în soluție pentru a se depune silica și apoi soluția suprasaturându-se în carbonat de calciu, a depus romboedrii de calcit (15, p. 527—26; 20, pag. 157).





c) *Șisturile argilo-calcaroase*, bituminoase, cu aspect disodilic, arată sub microscop urme brune de vegetale, probabil Alge sau Asterolithe, precum și Coccolithe. Prezența Coccolithelor ne arată că avem a face cu depozite de apă caldă.

d) *Marnele silicifiate* se întâlnesc destul de des și, în secțiuni subțiri, prezența romboedrilor de calcit și a numeroase urme brune argiloase arată că roca rezultă din silicifierea unei marne. Silicea este depusă sub forma de silice criptocristalină.

e) *Calcarele marnoase*, albe pe suprafață și negre în interior, amintesc de marno-calcarele din Senonian sau de calcarele marnoase cu Calpionelle din Stratele de Sinaia.

f) *Marnele cu Fucoide*, compacte, albe, sunt străbătute de numeroase vine de calcit și lipsite de material detritic și resturi organice.

g) *Marnele roșii și verzi* sunt foarte asemănătoare celor din Senonian.

Din studiul rocilor în secțiuni subțiri constatăm că cimentul este reprezentat, în majoritatea cazurilor, prin silice depusă sub formă de silice criptocristalină. Întrebarea care se pune de îndată este dacă cimentul actual este un ciment primordial sau un ciment de substituție.

Persistența resturilor de carbonat de calciu și prezența romboedrilor de calcit în masa roci arată că cimentul a fost primordial calcaros (17, p. 528) și că actualul ciment silicios este un ciment de substituție.

După M. FILIPESCU (20, p. 160), acest fenomen de substituție s'a petrecut în felul următor: organismele silicioase, care trăiau în abundență în marea în care se depuneau Șisturile negre, au fost calcificate în timpul unei prime faze de epigeneză, în timp ce silicea scheletului lor a fost pusă în libertate. Din acest moment, organismele silicioase calcificate se prezintă într-o stare nestabilă și exercită un fenomen de atracție asupra silicei organice, pusă în libertate în mediul de sedimentație. Și această silice se concentrează în orizontul ce exercită o mai mare forță de atracție, cu alte cuvinte acolo unde se găsesc organisme silicioase calcificate în mare număr.

Alteori, silicifierea nu se mai produce printr'un fenomen de substituție, ci prin descompunerea marnei în oxid de calciu și argilă. Oxidul de calciu trece în carbonat de calciu, care dă romboedri de calcit, fără ca acești romboedri să fie același lucru cu cei de substituție, iar argila prin descompunere dă silice (M. FILIPESCU, comunicare verbală).



Fenomenele de silicifiere pe care le prezintă atât marnele apțiene, cât și Stratele de Sinaia la contactul cu Șisturile negre, pot fi explicate după L. CAYEUX (15, p. 244) printr'un aport de silice împrumutat dintr'un orizont superior, în cazul de față din complexul Șisturilor negre.

#### VÂRSTA ȘISTURILOR NEGRE

Din cauza poziției tectonice în care se găsesc și din cauza lipsei dovezilor paleontologice, vârsta Șisturilor negre a suferit multe schimbări și chiar unul și același autor le-a atribuit mai multe vârste.

Astfel, K. M. PAUL (58, p. 312—313), în 1876, sprijinindu-se pe o interpretare greșită a poziției stratigrafice, consideră Stratele de Șipote ca aparținând la «gresia carpatică superioară» (Oberer Karpathensandstein), deci de vârstă paleogenă.

FR. HERBICH (26, p. 177, 188, 204), studiind Flișul din Țara Secuilor în 1870—1880, atribue Șisturilor negre (Sphaerosideritzüge) o vârstă cretacic-inferioară (Unterer Karpathensandstein), deoarece găsește în niște marne argilo-nisipoase, care în parte trec în gresii și alternă cu sferosiderite, doi Amoniți: unul la Covasna, la poalele Dealului Copaci, *Neocomites neocomiensis* D'ORB, și altul la Kaszon, *Leopoldia castellanensis* D'ORB.

*Neocomites neocomiensis* este o formă valanginiană, iar *Leopoldia castellanensis* o formă hauteriviană, rareori trecând în Barremian.

Cum nicio formă nu este barremiană, este foarte probabil ca Amoniții să fi fost greșit identificați, lucru pe care-l mărturisesc și C. MACOVEI și I. ATANASIU (42, pag. 169), precum și G. Macovei și D. ȘTEFĂNESCU (43, p. 5).

V. UHLIG (86, p. 872), sprijinindu-se pe constituția petrografică a Stratelor de șipote (Schipoter Schichten—Schwarze Schiefer), care se aseamănă uneori cu Șisturile disodilice și menilitice, le atribue în 1903 o vârstă paleogenă.

S. ATHANASIU (7, p. 354) le atribue, în 1905, o vârstă oligocen-inferioară, și anume ca reprezentând un facies petrografic deosebit al șisturilor menilitice.

În 1907 (9, p. XLIX), interpretându-le ca stând deasupra Gresiei de Tarcău, le atribue Bartonianului, iar în 1909 (10, p. LV), cercetând V. Moldovei între Câmpulung și Sadova și constatând că Stratele de Audia sunt același lucru cu Stratele de Șipote, le atribue, după modul lor de apariție, deci după poziția lor geometrică, Cretacicului inferior.

G. MACOVEI și I. ATANASIU (40, p. 69), studiind geologia Văii Bistriței, între Pângărați și Bistricioara, în 1918 și 1919, susțin, bazați tot pe poziția lor geometrică, o vârstă barremiană pentru Șisturile negre, ajungând la concluzia că Barremianul este dezvoltat sub două faciesuri: la interior și pe o zonă de apariție paralelă celei a Stratelor de Sinaia, printr'un facies neritic-litoral (Stratele de



Bistra), iar la exterior, luând contact cu Zona marginală, printr'un facies sincron și heteropic mai fin (Șisturile negre).

D. M. PEDA și I. BÂNCILĂ (63, p. 62, 481) în 1934 atribue Șisturile negre Cretacului superior, și anume ca reprezentând un facies sincron al Senonianului roșu și al Senonianului cu Inocerami.

D. ȘTEFĂNESCU (69, p. 124) m. lizează în 1935 pentru o vârstă albiană sau cenomaniană, iar C. OLTEANU (54) pentru o vârstă senoniană.

M. FILIPESCU (22, p. 95), găsind la Covasna, într'o gresie calcaroasă intercalată în Șisturile negre, *Rosalina stuarti* J. DE LAPP., atribue Șisturilor negre o vârstă senoniană. În sprijinul acestei vârste mai aduce și intercalațiunile de arcoze cu feldspat roșu din Șisturile negre de pe V. Dămăcușa, arcoze tipice pentru Senonian.

În ceea ce privește resturile fosile citate în Șisturile negre, în afară de cei doi Amoniți găsiți de FR. HERBICH, se mai menționează prezența unor resturi nedeterminabile de Amoniți, găsite: unul de C. OLTEANU pe V. Doamnei, afluent al Bistriței, și altul de D. ȘTEFĂNESCU în Bucovina, pe V. Sălătrucului, afluent al Moldovei (2, p. 484).

În Polonia, T. WISNIEWSKI (93, p. 353), găsind în apropiere de Dobromil o faună cu: *Acanthoceras albrechti austriacae* UHL., *Crioceras emeric* LEV., *Ammonites pulcherinum* D'ORB. vel. *tabarelli* AST. și *Hamites lorioli* UHL., atribue Șisturilor negre, în 1905, o vârstă barremiană, paralelizându-le cu Stratele de Wernsdorf.

Tot WISNIEWSKI (72) este acela care, numai cu un an mai târziu, în 1906, studiind împreună cu VACEK o faună găsită de PAUL în Stratele de Spas, ajunge la concluzia că Stratele de Spas sunt de vârsta Stratelor de Gosau, și anume de vârstă turonian-senonian inferioară (Untersenon).

Printre numeroasele forme determinate, prost conservate după mărturisirea MARIEI STIRNALOWNA (72), cităm: *Amaltheus requieni* D'ORB., *Psammobia* cf. *impar*. ZITT., *Panopea* cf. *frequens* ZITT., toate, forme turoniene. De aci vedem că, pe de o parte T. WISNIEWSKI atribue Șisturilor negre din împrejurimile Dobromilului o vârstă barremiană, paralelizându-le cu Stratele de Wernsdorf, iar pe de altă parte atribue o vârstă turonian-senoniană Stratelor de Spas, paralelizându-le cu Stratele de Gosau.

Se pune acum întrebarea dacă există sau nu o identitate a Stratelor de Spas cu Stratele de Wernsdorf din regiunea Dobromil și în caz negativ ne-am afla în prezența unei recurențe de facies, iar în caz afirmativ, această identitate ar fi în opoziție cu rezultatele studiilor paleontologice, ceea ce ar impune o revizuire a acestor faune.

În 1925, MARIA STIRNALOWNA (72), studiind relațiile dintre Stratele de Spas și Stratele de Wernsdorf, ajunge la concluzia că există o identitate com-



pletă a Stratelor de Spas cu Stratele de Wernsdorf din regiunea Dobromil, identitate constatată atât prin poziția lor stratigrafică aceeași, cât și prin caracterele lor petrografice analoage. Această identitate venind în opoziție cu rezultatele studiilor paleontologice, M. STIRNALOWNA crede necesară o revizuire a celor două faune.

Deci, cu tot sprijinul acestor dovezi paleontologice, problema vârstei Șisturilor negre rămâne deschisă.

Acei care s'au mai ocupat, tot în Polonia, de vârsta Șisturilor negre, au fost I. NOVAK (53), care la început paralelizează seria de Șipote cu menilitele Oligocenului, iar mai târziu le atribuie Cretacicului superior și Ecocenului inferior.

Urmează apoi B. SWIDERSKI (76) care le atribuie Oligocenului; SUJKOWSKI (74) care le dă la început o vârstă oligocenă, iar mai târziu o vârstă barremian-apțiană și H. SWIDZINSKI (77) care le atribuie Cretacicului inferior.

În Cehoslovacia, AL. MATEYKA și J. ZELENKA (44) atribuie Stratele de Smilno Cretacicului inferior, bazați pe compoziția lor petrografică, aceeași cu a Stratelor de Audiă și a Stratelor de Verovice din Silezia. Ei n'au putut deduce vârsta lor cretacic-inferioară după poziția lor stratigrafică, deoarece în împrejurimile Smilnoului Șisturile negre se găsesc în poziție tectonică.

După câte vedem, atât studiile geologilor români, cât și acelea ale geologilor polonezi și cehoslovaci, n'au dus la fixarea precisă a vârstei Șisturilor negre, deși determinarea vârstei lor ar fi de cea mai mare importanță pentru cunoașterea Flișului.

În ceea ce ne privește, dacă facem apel la resturile organice întâlnite (Astero-lithe, Coccolithe, Globigerine, Radiolari, spicule de Spongieri și fragmente de Echinoderme), acestea nu ne dau nicio indicație asupra vârstei.

Un examen amănunțit al hărții pare însă a tranșa controversele asupra vârstei Șisturilor negre.

În Nordul regiunii, Șisturile negre iau contact mai întâi cu orizontul marnos al Apțianului, apoi treptat cu Barremianul gresos și în cele din urmă cu Stratele de Sinaia.

Se pare că suntem aci în prezența unei depresiuni tectonice pe care Șisturile negre au invadat-o, adică am avea a face cu o linie de invazie a Șisturilor negre.

Această scufundare s'a accentuat foarte probabil după depunerea conglomeratelor și nu înainte, deoarece altfel ar fi trebuit ca în Nordul regiunii să avem depozitele cele mai noi, deci conglomeratele, și nu numai atât, dar acestea din urmă ar fi trebuit să aibă aci cea mai mare desvoltare.

Scufundarea a urmat probabil unei faze de glyptogeneză corespunzătoare timpului dintre conglomerate — Șisturi negre (Cenomanian-Turonian), fază de exondare ce a permis și o eroziune a conglomeratelor.





Această depresiune ar explica și lățimea mare ce au Șisturile negre în N, lățime datorită tocmai acestei depresiuni ce i-a stat la dispoziție și pe care Șisturile negre au invadat-o.

Ca o concluzie imediată, încălecarea unității Strate de Sinaia — conglomerate peste Șisturi negre nu trebuie considerată de mare anvergură. De asemenea, înaintarea Flișului spre Cristalin, adică apropierea Paleogenului de Cristalin, precum și prezența Cuvetei de Rarău, ne dau o dovadă de existența acestei depresiuni.

Tot în N însă, ne aflăm în prezența unei ridicări axiale a Cristalinului ridicare evidențiată prin cea mai mare desvoltare pe care o prezintă aci Cristalinul, care imediat la N, la granița cehoslovacă, și apoi la S, la Miercurea Ciucului, se afundă. Această ridicare a Cristalinului spre W și scufundarea Flișului la E, pe aceeași paralelă, se poate explica printr'o denivelare pronunțată ce există la marginea de E a Cristalinului, acesta comportându-se aci ca o faleză.

Un alt argument care pledează în favoarea unei vârste mai recente a Șisturilor negre îl constituie coexistența pe V. Gemenii, a Barremianului de Bistra și a Șisturilor negre. Această coexistență, observată și de D. ȘTEFĂNESCU, ar fi greu de explicat în cazul a două faciesuri sincrone și heteropice.

Deasemenea niciodată anticlinalele de Șisturi negre care străpung Senonianul nu apar cu depozite aptiene în spinare. Dacă ar fi să atribuim o vârstă barremiană Șisturilor negre, aceste anticlinale n'ar putea fi interpretate decât sau ca diapire, sau ca niște creste pe care nu s'au depus depozite mai vechi decât Senonianul, sau ca niște creste care au suferit o eroziune antesenoniană, toate ipoteze ce nu par verosimile.

Pe lângă aceste argumente, care militează în favoarea unei vârste mai recente a Șisturilor negre, sunt altele care la prima vedere ar pleda pentru o vârstă barremiană.

Așa, de pildă, pe o întindere de peste 50 km, se constată o trecere gradată între Șisturile negre și marnele aptiene, ceea ce, în practică, dă loc la greutăți în trasarea limitei dintre aceste două formațiuni. Această trecere poate fi totuși explicată prin aceea că ambele diviziuni includ roce asemănătoare din punct de vedere petrografic sau că fenomenul de silicifiere suportat de Șisturile negre afectează și marnele aptiene și chiar Stratele de Sinaia, acolo unde acestea din urmă iau contact direct cu Șisturile negre, cum se întâmplă pe V. Bourului și mai la N, pe V. Sadovei.

Absența gresiilor aptiene și a conglomeratelor pe linia marne — Șisturi negre ne duce la concluzia că geosinclinalul Strate de Sinaia — conglomerate se întindea foarte probabil numai până la actuala zonă de Șisturi negre, de unde sau începea Vorlandul, sau exista o creastă de Cristalin, deoarece întâlnim foarte rar material dobrogean în Șisturile negre.



Lipsa elementelor verzi din Șisturile negre ar putea fi explicată, în cazul când zona lor de depunere se plasa totuși pe un fundament dobrogean, prin caracterul pelagic al rocilor ce constituie Șisturile negre, ceea ce concordă cu lipsa aproape completă a materialului detritic din aceste roci.

Lipsa elementelor detritice mai poate fi pusă și pe socoteala unei mări liniștite, care n'a adus altceva decât un mâl foarte fin.

Elementele verzi din Senonian puteau fi luate fie din creste de fundament dobrogean ce străpungeau Șisturile negre, fie din marginea de E sau chiar din cea de W a geosinclinalului senonian.

Eram deci în prezența unei avanfose încadrată la W și E de Cristalin, cu deosebirea că marginea de E era imersă și forma o insulă, o mică cordilieră în apropierea Vorlandului, și anume în actuala zonă de depunere a Șisturilor negre, sau în prezența unei avanfose încadrată la W de Cristalin, iar la E de o cordilieră incipientă, alcătuită din material dobrogean, ceea ce pare mai plauzibil. În acest din urmă caz legătura între Carpați și Vorland se făcea în apropierea marginii de W a Șisturilor negre.

Până acum, după cum s'a văzut, am încercat o discuție critică asupra vârstei Șisturilor negre, fixându-ne, în ceea ce ne privește, pentru o vârstă mai recentă a lor, și anume ca reprezentând un facies sincron și heteropic al Stratelor de Gosau, facies care, întâlnind condiții batimetrice și bionomice corespunzătoare s'a depus ca atare, în imediata vecinătate, în Cuveta de Rarău.

Concluziile la care putem ajunge sunt următoarele:

Deosebim două cicluri de sedimentare: unul care începe cu Stratele de Sinaia și sfârșește cu conglomeratele albian-cenomaniane și altul care începe cu Șisturile negre.

Geosinclinalul Strate de Sinaia — conglomerate se întindea până la actuala zonă de Șisturi negre.

Șisturile negre trebuie privite ca depuneri pelitice ale unei mări de mai mare adâncime.

Șisturile negre sunt de vârsta Stratelor de Gosau, adică Turonian-Senonian inferior.

Șisturile negre nu reprezintă în întregime Senonianul, deoarece, atât Senonianul roșu, cât și cel cu Inocerami, sunt străpunse de Șisturile negre și pe V. Uzului între Șisturile negre și Tarcău apare Senonianul cu Inocerami.

## 2. E O C E N

Eocenul de pe Zona Șisturilor negre este de tip Tarcău și îl găsim dezvoltat sub forma unor mici sinclinale pe Măgura Stulpicanilor, pe Dealul Girilău, pe V. Plotonița, pe Clădita Mare și pe Vf. Măgura.





Din punct de vedere petrografic, roca este o gresie calcaroasă, cenușie, micacee, cu bobul mare și deseori bogată în Nummuliți.

Uneori, la baza acestei gresii se întâlnesc conglomerate ale căror elemente sunt constituite din Șisturi negre. Prezența conglomeratelor ne dau dovada transgresiunii acestui Eocen, dezvoltat în regiunea cercetată pe o grosime de 350 m.

### C) ZONA SENONIAN-PALEOGENĂ

În fața Șisturilor negre urmează Flișul extern, așa cum a fost numit de S. ATHANASIU. Acest Fliș n'a fost urmărit și studiat decât incidental și anume atât cât ne servea la trasarea limitei de E a Șisturilor negre.

#### 1. SENONIAN

Acolo unde ia contact cu Șisturile negre, Senonianul este reprezentat prin:

a) *Calcare marnoase*, fine, compacte, pline cu Fucioide, albicioase pe suprafețele alterate și cenușii-verzui în spărtură proaspătă. Alteori sunt roșietice pe suprafață și verzui în interior. Varietățile marnoase, ușor friabile, sunt roșiatice și verzui.

Materialul detritic este slab reprezentat prin granule de cuarț, lamele de muscovit și fragmente de cuarțite. Mineralele secundare, ca și resturile organice lipsesc, iar cimentul este calcaros sau argilo-calcaros.

b) *Gresii calcaroase*, dure, străbătute de numeroase vine de calcit. Ating uneori grosimi ce depășesc 1 m și sunt foarte bogate în hieroglife mari.

Materialul detritic, în proporție mare, este bogat reprezentat prin granule colțuroase de cuarț, uniforme ca mărime, atingând diametrul maxim de 0,6 mm. Cuarțul este însoțit de lamele de muscovit și biotit, de fragmente de cuarțite și de granule de feldspați plagioclași.

Ca minerale secundare apar pirita și în mare cantitate glauconitul; granulele de glauconit, de structură globulară, ating diametrul maxim de 0,5 mm. Sunt complet formate, cu înfățișare compactă și cu marginile nete.

Ca resturi organice se întâlnesc Rotalii, Globigerine și fragmente de Bryozoa.

Prezența în mare cantitate a glauconitului ne arată că roca s'a format la adâncime mică și aproape de țărm.

c) *Marne cu Globigerine*, cu rare granule de cuarț ca material detritic; mineralele secundare lipsesc, în schimb resturile organice sunt bine reprezentate prin foarte numeroase Globigerine.



Urmărind linia tectonică după care Șisturile negre iau contact cu Senonianul și deplasându-ne pe V. Moldovei și pe V. Voronețului, am putut constata că Senonianul este reprezentat a bază prin calcare marnoase, fine, compacte, cu Fucoide (se întâlnesc și exemplare de *Taonurus*) și cu hieroglife mari. Unele dintre ele sunt străbătute de o rețea foarte fină de vinișoare de calcit. În egală măsură se întâlnesc gresii calcaroase, dure, străbătute de numeroase vine de calcit, cu intercalațiuni subțiri de gresii argiloase.

Acest complex inferior suportă un pachet subțire de marne argiloase, pământii sau verzui, în bancur de 60 cm, ce devin foioase prin alterare. Ca intercalațiuni în aceste marne argiloase se întâlnesc gresii calcaroase, dure și cu hieroglife. Acest complex superior are un aspect asemănător Stratelor de Biserici.

## 2. E O C E N

Ca și în cazul Senonianului, n'a fost urmărit decât incidental și este dezvoltat sub un facies marginal.

Acest Eocen de facies marginal a fost urmărit în cutele pe care le formează Flișul extern între Prisaca Dornei și V. Voronețului. În el putem deosebi o parte inferioară reprezentată prin calcare silicioase, albe-cenușii pe suprafață, cu irizații albastrii și cu spărtură prismatică (Strate de Pasieczna); când sunt mult expuse alterației, capătă un aspect tufaceu. Ca intercalații se întâlnesc marne albicioase, cenușii, verzui, gresii calcaroase silicifiate și conglomerate mărunte cu elemente verzui.

În acest complex inferior se întâlnesc deseori gresii albe, calcaroase, ce se pot confunda ușor cu Gresia de Kliwa.

Partea superioară este alcătuită din marne argiloase, roșiatice-vișinii, fin stratificate, cu intercalații de marne vinete-pământii și gresii calcaroase fine.

Eocenul inferior are o grosime de peste 350 m, iar cel superior sub 100 m.

Eocenul de facies marginal începe să apară abia dela E de Vama. În anticlinalul de pe V. Miclăușa și cel de pe V. Moldoviței se întâlnește însă Gresia de Tarcău, ceea ce ne arată că transgresiunea Eocenului de pe Zona Șisturilor negre a venit dela E la W.

## 3. OLIGOCEN

Acolo unde ia contact cu Zona Șisturilor negre, Oligocenul este dezvoltat sub faciesul Stratelor de Krosno, care se pare că înlocuește aci întreg Oligocenul.

În Stratele de Krosno se pot face două subdiviziuni: un Krosno inferior, gresos, dur și un Krosno superior, curbicortical, friabil, reprezentat prin gresii





gălbui-albăstrii sau cenușii-albăstrii, cu bobul mare, slab cimentate, micacee, în bancuri ce trec uneori de 2 m, cu intercalațiuni de gresii argiloase, sfărâmi-cioase, negre, albăstrii sau limonitice, în bancuri ce merg până la 60 cm gro-sime. Pe suprafața gresiilor se observă eflorescențe de alaun. Mai apar și gresii conglomeratice, tot așa de friabile.

Stratele de Krosno sunt dezvoltate între Prisaca Dornei și fundul Văii Plotonița.

Tot aci este locul să amintim că la Plotonița, și anume pe piciorul care coboară dinspre dealul Girilău spre confluența Suhei cu Plotonița, în dreptul Plotoniței, deasupra Stratelor de Krosno, se întâlnește o deschidere de gips.

Faciesul de Krosno care invadează regiunile din Nordul Carpaților orientali se păstrează până în V. Moldoviței. De aci spre E și S Oligocenul se găsește dezvoltat sub un facies marginal cu Strate de Lucăcești, marne albe, disodile, etc.

Anticlinalul de Eocen de pe V. Moldoviței ar putea corespunde unui prag între cele două faciesuri.

## TECTONICA

Înainte de a trece la observațiile relative la tectonica regiunii, este necesar să vedem care au fost până acum ideile predecesorilor, cel puțin atât cât ele se referă la regiunea studiată de noi.

V. UHLIG, în lucrarea sa « Bau und Bild der Karpathen » (1904), afirmă pentru zona cristalino-mesozoică a Carpaților orientali o structură în pânze de șariaj, și anume că acest sinclinal marginal extern este constituit din două pânze: una inferioară, externă și mai nouă — Pânza bucovineană — și alta internă, superioară și mai veche — Pânza transilvană.

Pânza bucovineană, care este alcătuită din Permian, Triasic și calcare tithonice-neocomiene, face corp comun cu Cristalinul și încalecă spre E zona beskidică.

Pânza transilvană, constituită din Triasic, Jurassic, calcare tithonice-neocomiene, serpentine și diabaze triasice, nu este legată de Cristalin și are drept Autohton Pânza bucovineană. În ceea ce privește paroxsimul tectonic care a provocat individualizarea acestor două pânze, V. UHLIG îl situează în Mesocretacic.

Tot în această lucrare împarte Flișul carpatic în două zone:

a) O zonă beskidică, în care deosebește o parte apuseană (internă), caracterizată prin prezența Cretacului inferior, și o parte răsăriteană (externă), caracterizată prin prezența Gresiei de Tarcău.

b) O zonă subbeskidică, caracterizată prin prezența șisturilor menilitice și a Gresiei de Kliwa.



Mai târziu, în 1907, în lucrarea sa « Ueber die Tektonik der Karpathen », interpretează aceste două zone ca pânze de șariaj, pânze înrădăcinate sub Cristalin și având ca Autohton Miocenul salifer:

Pânza beskidică, constituită din Cretacic inferior, Cretacic superior, Gresie de Măgura (Tarcău-Fusaru) și Strate de Audia. și care corespunde astăzi zonei interne și Zonei mediane a Flișului;

Pânza subbeskidică, constituită din Senonian, Eocen de tip marginal și Oligocen de același tip, pânză care corespunde Zonei marginale a Flișului și are drept Autohton Miocenul Subcarpaților, formând la rândul ei Autohtonul Pânzei beskidice.

Tot în 1907, S. ATHANASIU, în opoziție cu V. UHLIG, afirmă o structură normală, deosebind în zona Flișului două zone, care se suprapun complet zonelor lui V. UHLIG.

a) O zonă internă, constituită din Cretacic inferior, Senonian, Eocen și Oligocen și care ar corespunde deci Pânzei beskidice și

b) O zonă externă (marginală), constituită din Senonian, Eocen marginal și Oligocen, corespunzând Pânzei subbeskidice.

În 1911, MRAZEC și VOITEȘTI, într-o sinteză asupra tectonicii Carpaților, sinteză care a inspirat pentru mult timp studiile geologice (o primă schiță a pânzelor Flișului a fost dată de MRAZEC în 1910), arată prezența în zona Flișului, a mai multor pânze de supracutare, pe care, după materialul din care sunt constituite, le-au împărțit în două:

a) Pânze interne (Pânza Conglomeratelor de Bucegi, a Gresiei de Siriu, a Marnelor roșii senoniene și a Gresiei de Fusaru), situate în partea de W, constituite dintr'un material de proveniență exclusiv carpatică și care corespund în ansamblu Beskizilor lui V. UHLIG și

b) Pânze marginale (Pânza marginală propriu zisă și Pânza pericarpatică), situate în partea de E și în compoziția cărora se întâlnesc numeroase elemente extracarpatiche de proveniență kimerică, străine Carpaților, și anume elemente provenind din Dobrogea (catena kimerică-variscă) și Podișul prebalcanic, Platforma podolică și Sudeți (șisturi verzi, calcare jurasice, calcare eocene, etc.).

Aceste pânze corespund în ansamblu Subbeskizilor lui V. UHLIG.

Deși această sinteză este foarte cunoscută astăzi, am vrea să insistăm puțin asupra Pânzei Conglomeratelor de Bucegi și Pânzei Gresiei de Siriu.

După autori, Pânza conglomeratelor de Bucegi este constituită din: Cristalinul Gupului I, în care intră deasemenea Cristalinul Leaotei; Gneissul de Cozia și Granitul de Albești; Mesozoicul din Bucegi și Bazinul Dâmbovicioarei (Liasicul în facies de Gresten, Bajocianul, Bathonianul, Jurasicul superior, Neocomianul); Cretacicul superior (conglomeratele din Bucegi, Ceahlău, Glodu,





de vârstă cenomanian-senoniană); depozitele nummulitice dela Albești și Tițești. Autohtonul pânzei îl formează Cretacicul inferior (Stratele de Sinaia și Stratele de Comarnic).

Pânza Gresiei de Siriu este constituită dintr'o gresie calcaroasă, micacee, numită de autori « Gresia de Siriu ». Vârsta sa este considerată cretacic-superioară (Gault-Cenomanian). Peste această gresie s'au păstrat câteva petece de marne roșii senoniene și gresii nummulitice.

Gresia de Siriu este înglobată astăzi în mare parte în gresia eocenă zisă « de Tarcău »

Pânza Gresiei de Siriu, așa cum este determinată și delimitată de autori, cuprinde Stratele de Sinaia, Stratele de Comarnic și Gresia de Tarcău.

În această interpretare a zonelor din Fliș ca pânze de șariaj, zona noastră internă cade în întregime în cuprinsul Pânzei Gresiei de Siriu, deși conglomeratele din Ceahlău, demult paralelizate cu acelea din Stânișoara, sunt cuprinse în Pânza Conglomeratelor de Bucegi.

Astfel, zona cretacică din Sudul regiunii noastre, și care cuprinde Ceahlăul, este împărțită între patru pânze: Pânza Conglomeratelor de Bucegi, căreia îi revin conglomeratele din Ceahlău și Stratele de Sinaia de pe V. Bicazului, și Apțianul care este împărțit între pânzele Gresiei de Siriu, Gresiei de Fusaru și Marnelor roșii senoniene.

Lăsând la o parte lucrări destul de importante, care însă nu interesează lucrarea de față, ideea unei structuri normale concepută de S. ATHANASIU este reluată și strălucit dezvoltată de G. MACOVEI și mai apoi de I. ATANASIU în colaborare cu G. MACOVEI.

În Zona Flișului autorii disting două zone:

a) Zona internă ce cuprinde Valanginian-Hauterivianul (Strate de Sinaia), Barremianul (Strate de Bistra și Strate de Șipote) și Apțianul dezvoltat sub trei orizonturi: (marnos, gresos și conglomeratic), și

b) Zona marginală ce cuprinde Senonianul (Strate de Tisaru, conglomerate cu elemente verzi, gresii calcaroase și marne cu Fucoide) și, cu o întrerupere în Paleocen, continuă cu Eocenul și Oligocenul.

Deosebesc deci două faze de sedimentație, separate între ele printr'o lacună stratigrafică corespunzătoare etajelor Albian, Cenomanian, Turonian.

După lacuna paleocenă, Eocenul transgresiv se depune, atât pe amplasamentul Zonei marginale sub un facies marnos, șistos, cât și pe amplasamentul Zonei interne sub un facies gresos, cunoscut sub numele « de Tarcău », constituind Zona mediană.

Asemenea Eocenului, și Oligocenul se depune sub un facies gresos (Krosno) pe Zona mediană, iar în Zona marginală ia dezvoltarea sa tipică: Strate de Bisericiani, șisturi menilitice, șisturi disodilice și Gresie de Kliwa.



D. M. PREDA, sub influența ideilor exprimate de G. MACOVEI și I. ATANASIU, în lucrarea sa « Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova », ajunge la aceleași concluzii.

În 1921, I. P. VOITEȘTI deosebește și el Pânza transilvană și bucovineană în sensul lui UHLIG, cu deosebirea că acordă fiecărei din aceste pânze un Cristalin propriu, iar în 1929 prezintă o nouă sinteză a Carpaților, de data aceasta singur, în care aduce câteva modificări primei sinteze, cea făcută în colaborare cu L. MRAZEC.

El distinge în Zăganu, Bucegi și Ceahlău existența a două pânze: Pânza transilvană și Pânza bucovineană.

Pânza Conglomeratelor de Bucegi o înglobează în vechea Pânză bucovineană a lui UHLIG, descriind-o ca pe o pânză de supracutare, caracterizată prin prezența Cristalinului și având partea sa superioară constituită din calcare triasice sau jurasic-neocomiene acoperite de conglomerate (Conglomerate de Bucegi).

I. ATANASIU, în 1928, formulează pentru prima oară o idee nouă asupra tectonicii Zonei cristalino-mesozoice, idee care se încadrează complet în sistemul unei structuri normale.

L. MRAZEC, într-o conferință ținută la Piaga (1930), dă o nouă interpretare Pânzei Conglomeratelor de Bucegi, considerând-o ca o pânză de decolare sub influența apelului Vorlandului, însă, spre deosebire de Pânza moldavă, după cum vom vedea mai jos, îi atribuie și Triasic de Werfen, Triasic ce se întâlnește în împrejurimile Orașului Stalin și în Perșani.

G. MURGEANU, în lucrarea sa « La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila » (1934), în geneza pânzelor de șariaj, atribuie primul rol decolărilor sub influența scufundărilor avant-pays-ului.

În ultima sa sinteză din 1935, I. P. VOITEȘTI paralelizează Pânza Conglomeratelor de Bucegi cu Pânza transilvană, a cărei rădăcină o plasează pe amplasamentul actual al Depresiunii panonice. Această pânză, spune autorul, se întâlnește astăzi la Leaota-Bucegi, pe când conglomeratele din Zăganu și Ceahlău sunt considerate ca sedimentate pe loc, atribuindu-le, ținând cont de prezența Caprotinelor, unora o vârstă apțiană, iar altora o vârstă albian-cenomaniană.

În 1939, D. M. PREDA, în urma unor studii amănunțite făcute în Masivul Zăganului, publică lucrarea sa « La nappe des congrégats de Zăganu et de Ceahlău », din care se degajă o nouă sinteză a Carpaților orientali în ipoteza unor pânze de șariaj.

Concluzia la care ajunge autorul este că întreaga masă a Flișului, solicitată de repetatele coborîri ale Vorlandului, s'a decolat de pe subasamentul său primitiv, dând naștere unei mari pânze de șariaj, care apoi s'a diferențiat în





următoarele unități: Flișul intern, Pânza moldavă, Pânza mediană, Pânza marginală. Autorul menționează că Flișul intern este unitatea cea mai puțin deplasată.

În ceea ce privește «Pânza moldavă», ea diferă total de Pânza Conglomeratelor de Bucegi, așa cum ea a fost concepută de autorii precedenți. Ea rezultă din decolarea de pe Cristalinul Carpaților orientali a unui însemnat pachet de roce sedimentare, în constituția căruia intră: Liasic în facies de Gresten, Dogger gresos, Callovian-Oxfordian (Radiolarite), Tithonic-Neocomian cu Pachyodonte și conglomerate vraconian-cenomaniene. Acest pachet a alunecat pe Flișul intern care-i servește azi de Autohton și care, la rândul său, este alcătuit din Strate de Sinaia, Strate de Comarnic și Albian.

Autorul presupune că fundamentul cristalin al provinciei carpatice prezintă actualmente două digitații: una internă și superioară și alta externă și inferioară.

Cele două digitații corespund la două zone de sedimentație bine distincte, deoarece se constată diferențe nete de facies între depozitele lor sincrone.

Astfel, Sedimentarul de pe Cristalinul digitației superioare cuprinde: Liasic gresos, Dogger gresos și calcaros, Malm de facies recifal, Neocomian, Barremian, Aptian inferior și, cu o întrerupere în Aptianul superior, continuă cu conglomerate (albian-cenomaniene), acoperite la rândul lor de diferiți termeni ai Senonianului, Paleogenului și Miocenului.

Pe Cristalinul digitației inferioare se întâlnește: Strate de Azuga și de Pojorâta, sincrone în parte cu calcarele tithonice recifale ale digitației superioare, Valanginian-Hauterivian (Strate de Sinaia), Barremian-Aptian inferior (Strate de Comarnic), Albian-Cenomanian reprezentat prin gresii și marne și care suportă Senonian, Paleogen și Neogen.

În timpul Terțiarului, masa sedimentară de pe digitația internă pășește subasmentul ei primitiv și alunecă pe suprafața actualului ei Autohton, constituind astfel Pânza moldavă.

Această pânză se întâlnește astăzi în Zăganu și Ceahlău. Considerată sub acest aspect, Pânza moldavă diferă de Pânza Conglomeratelor de Bucegi, așa cum a fost descrisă de L. MRAZEC și I. P. VOITESTI, prin aceea că nu mai cuprinde Cristalin (Tip I), Gneiss de Cozia, etc.

Apoi, în prima lor sinteză, autorii suscitați consideră Pânza Conglomeratelor de Bucegi ca o pânză de supracutare; după D. M. PREDA, avem a face cu o pânză de decolare: Sedimentarul ce repauză pe Cristalin, din cauza apelului exercitat de avantfosele dela bordura externă a Cristalinului, s'a detașat de subasmentul său cristalin și a avansat către exterior.

Înainte de a termina această privire istorică este bine să amintim de studiile numeroase făcute de geologii polonezi, printre care putem cita pe TOL-



WINSKY, NOVACK, SWIDERSKY (52, 75), din care reiese că zona cercetată de noi, Zona internă, ar avea corespondent în Zona faciesului de Pietrosul.

În cuprinsul regiunii studiate s'a putut stabili prezența a trei mari linii de dislocație (de încălecare) orientate în general NNW—SSE. Aceste linii individualizează patru compartimente tectonice:

1. Zona cristalină la Vestul primei linii;
2. Zona internă a Flișului între prima și cea de a doua linie;
3. Zona Șisturilor negre între cea de a doua și a treia linie și
4. Zona senonian-paleogenă la exteriorul celei de a treia linii.

În cele ce urmează vom discuta pe rând aceste zone.

### A) ZONA CRISTALINĂ

Între Zona cristalino-mesozoică și Fliș se interpune un accident tectonic care se poate prezenta superficial ca o încălecare a Cristalinului peste Fliș, dar care în profunzime se traduce printr'o coborîre a Cristalinului sub Fliș.

Linia de încălecare dintre Cristalin și Fliș a fost urmărită de noi pe o lungime de 45 km, și anume din dreptul Pârâului Slătioara până în dreptul Pârâului Dreptului. Dealungul acestei linii Cristalinul încalcă Flișul în cea mai mare parte.

Incepând din dreptul Pârâului Slătioara, spre S, până în dreptul Picio-rului Lung, Stratele de Sinaia se bagă sub Fliș sub un unghi de  $40^{\circ}$ — $55^{\circ}$ . Din dreptul Picio-rului Lung asistăm la o redresare a Stratelor de Sinaia, ele înclinând cu  $80^{\circ}$ — $85^{\circ}$  SW. În dreptul Bistriței (pe P. Sec, afluent al Pârâului Borca, pe P. Târîței, afluent al Pârâului Sec) stratele devin verticale, iar dela confluența Pârâului Steghioara cu P. Borca până în P. Stejarului, deci pe o distanță de 5 km, raporturile se normalizează, Cristalinul băgându-se sub Stratele de Sinaia sub un unghi de  $85^{\circ}$ — $65^{\circ}$ .

Urmărind spre N linia de separație dintre Cristalin și Fliș, constatăm că în dreptul Câmpulungului Moldovenesc ea se desenează pe hartă cu o linie curbă, indicând normalizarea raporturilor dintre Fliș și Cristalin.

Urmărită spre S, între P. Stejarului și P. Grințieșului, linia de separare desenează pe hartă unghiuri intrânde pe văi, indicând net încălecarea Cristalinului peste Fliș.

Între P. Grințieșului și V. Bistricioarei contactul păstrează același caracter, încălecarea atingând aci o amplitudine de 2 km. Din V. Bistricioarei până în V. Biczului linia de separație dintre Cristalin și Fliș se desenează în plan ca o linie dreaptă, arătând verticalitatea contactului dintre cele două unități.





Revenind la regiunea noastră, observăm că deși din dreptul Bistriței spre S stratele se mențin verticale și deci limita dintre Cristalin și Stratele de Sinaia ar trebui să fie o linie dreaptă, ea este o linie curbă. Tocmai aceasta este dovada planului ezitant dintre Cristalin și Fliș: pe deal, Șisturile cristaline încalcă Stratele de Sinaia, iar pe văi, din cauza eroziunii care a lucrat mult, stratele sunt verticale. Din moment ce această linie este ezitantă, nu mai poate fi considerată ca fruntea unei pânze, ci cum foarte bine a observat I. ATANASIU (2), suprafața de contact dintre Cristalin și Fliș, sub influența mișcărilor terțiare, a suferit o torsiune a planului inițial.

În concluzie, linia de contact dintre Cristalin și Fliș trebuie considerată ca o falie de încălecare (de acoperire), care în realitate nu este altceva decât o falie inversă conformă (14, p. 84).

### B) ZONA INTERNĂ A FLIȘULUI

A doua linie tectonică care se evidențiază este linia dintre Flișul cretacic inferior și mediu și Șisturile negre.

Între prima linie tectonică — Cristalin, Fliș — și această din urmă linie se individualizează Zona internă a Flișului ce cuprinde Stratele de Sinaia (Valanginian-Hauterivian), Stratele de Bistra (Barremian-Aptian inferior), Aptianul și Albian-Cenomanianul.

Din cauza unei treceri gradate dela etaj la etaj și din cauza lipsei vreunui deranjament tectonic important, considerăm toate aceste formațiuni ca aparținând unui singur ciclu de sedimentare, ciclu ce a început cu Stratele de Sinaia și a sfârșit cu Conglomeratele albian-cenomaniene.

Într'un studiu de sinteză asupra Cretacicului din România, G. MACOVEI și I. ATANASIU (42, p. 167, 168) ajung la concluzia că în Carpații orientali, Stratele de Sinaia debutează printr'un conglomerat de bază poligen.

Aceeași discordanță stratigrafică o constată și G. MURGEANU și N. GHERASI (50, p. 207) în Valea Zamurei, unde la baza Stratelor de Sinaia se întâlnesc conglomerate mărunte.

Pe V. Moldovei însă, după studiile făcute de T. KRÄUTNER, se pare că nu mai suntem în prezența unei discordanțe stratigrafice, deoarece la baza Stratelor de Sinaia apare un orizont de marne roșii, care apoi trece fără discontinuitate la Stratele de Sinaia propriu zise.

Cum în aceste marne roșii se menționează existența lui *Aptychus imbricatus*, o formă tithonică, autorul ajunge la concluzia unei continuități de sedimentare în această parte, dela Tithonic la Neocomian.

În ceea ce privește, acolo unde accidentul tectonic dintre Cristalin și Fliș dispare și deci raporturile dintre Cristalin și Stratele de Sinaia se norma-



lizează, constatăm că Stratele de Sinaia nu debutează printr'un conglomerat, ci orizontul de bază este reprezentat prin calcare marnoase, calcare recifale sau gresii calcaroase.

Lipsa conglomeratelor din baza Stratelor de Sinaia poate fi interpretată sau în sensul că aceste conglomerate nu s'au depus, și în cazul acesta țărmul era plat, favorizând o sedimentație zoogenă și pelagică, sau în sensul că aceste conglomerate s'au depus, iar apoi au fost spălate de eroziune, actuala limită dintre Cristalin și Fliș nereprezentând extensiunea mării din timpul depunerii Stratelor de Sinaia, ea situându-se mult mai la W.

Stratele de Sinaia, deși alcătuite dintr'o mare varietate de roce, care în ansamblu rămân prin excelență calcaroase, oferă o remarcabilă monotonie petrografică.

Trecerea către Stratele de Bistra, care le urmează, se face pe nesimțite, așa că de cele mai multe ori limita între aceste două serii devine în parte convențională. Trecerea se face prin niște gresii străbătute de vinișoare de calcit, cu dese intercalații de șisturi argiloase-negricioase și calcare marnoase. Acestea le urmează gresiile caracteristice Stratelor de Bistra, gresii calcaroase, masive, în bancuri de 1—4 m. Către partea superioară gresiile capătă intercalații de șisturi argiloase-negricioase și gresii șistuoase, ce fac trecerea către orizontul marnos al Apțianului care, la contactul cu Stratele de Bistra, este reprezentat prin argile nisipoase și marne șistoase, nisipoase.

Și aci, un criteriu petrografic precis pentru separarea Stratelor de Bistra de orizontul marnos apțian nu se poate da.

În ansamblu, Stratele de Bistra se prezintă sub un facies detritic, grosier și mai puțin calcaros decât cel al Stratelor de Sinaia.

Aceeași greutate o întâmpinăm și la separarea celor două orizonturi ale Apțianului, cât și la separarea orizontului gresos apțian de conglomeratele albiene.

Către partea sa superioară orizontul marnos devine din ce în ce mai bogat în gresii, până ce gresiile predomină cu totul, iar orizontul gresos la rândul lui, către partea lui superioară, devine conglomeratic până ce ajungem la bancuri puternice de ordinul a sute de metri grosime, formate numai din conglomerate.

Am căutat să subliniem aceste treceri dela un etaj la altul, treceri care ne pun în dificultate atunci când este vorba să trasăm pe hartă limita dintre etaje, tocmai pentru a arăta sedimentația neîntreruptă ce a existat din timpul Stratelor de Sinaia, până la conglomeratele albian-cenomaniene inclusiv. Cu alte cuvinte, odată cu individualizarea geosinclinalului Flișului începe un ciclu de sedimentație, care are ca prim termen Stratele de Sinaia și ca ultim termen conglomeratele albiene.

În ceea ce privește cutarea și stilul ei, Stratele de Sinaia sunt puternic dislocate, în cute strânse, dirijate NW — SE și arătând, în general, o deversare





către E. În felul acesta ele se încadrează în stilul de cutare alpin, propriu Zonei Flișului.

Stratele de Bistra se prezintă în cute mai largi și tot pronunțat deversate spre E.

Între cele două orizonturi ale Apțianului, pe de o parte, și între orizontul gresos al Apțianului și conglomerate, pe de altă parte, se observă o discordanță, care în realitate este numai aparentă.

O cercetare sumară ne arată că pe când stratele orizontului marnos sunt strâns cutate, atingând uneori înclinări apropiate verticalei, conglomeratele abia de par înclinate.

Urmărindu-se însă succesiunea de aproape, se constată că există o trecere gradată dela strate puternic înclinate la strate cu căderea slabă, tot așa după cum din punct de vedere petrografic există o trecere gradată dela marnele apțiene până la conglomeratele albiene. Ne găsim aci în prezența unui fenomen de disarmonie tectonică, observat mai înainte în Ceahlău și clar descris de G. MACOVEI și I. ATANASIU (40, p. 91).

O disarmonie pronunțată între Stratele de Sinaia și Stratele de Bistra, de de o parte, și între Apțian și conglomeratele albiene, pe de altă parte, apare deci ca un caracter pregnant al Zonei interne. Cauza acestei disarmonii trebuie căutată atât în natura petrografică deosebită a rocilor, (în general materialele plastice absorb mai ușor eforturile compresiunii, care se manifestă prin apariția unei șistozități mai mult sau mai puțin dezvoltată), cât și în faptul că fenomenele de cutare au avut loc chiar în timpul sedimentării depozitelor.

O altă trăsătură tectonică caracteristică Zonei interne constă în aceea că ea este alcătuită dintr-o serie de cute mai strânse și mai îngrămădite în apropierea Cristalinului și mai largi spre marginea ei orientală.

În ceea ce privește vestigiile de-ale stilului altaic, nu observăm. Dacă a existat un astfel de stil, cu deversări către W, cutările terțiare l-au remaniat, suprapunându-i sistemul de cute alpino-carpatic deversate spre E.

Întreaga Zonă internă se prezintă cu aripa internă (vestică) ridicată și cu aripa externă (estică) coborâtă și pe amplasamentul ei se desenează două sinclinale majore — sinclinalul Hăcigosul și sinclinalul Stânișoarei — separate între ele prin anticlinalul Ostra-Sabasa.

S'a considerat de mulți că dislocațiile din Fliș sunt datorite subîmpingerii Vorlandului. Nu se poate, însă, ca subîmpingerea Vorlandului să fi dat naștere cutelor din Fliș, deoarece acest Vorland trebuie să fi fost rigid și stabil și apoi, pentru ca el să fi subîmpins, la rândul lui, ar fi trebuit să fi fost împins. De cine?

Cum cutele sunt deversate spre E, această împingere nu putea veni decât din W. Prin ridicarea ei continuă și înaintarea ei, insula cristalină



(Hinterlandul) îngusta aria de sedimentare, ceea ce se traduce printr'o împingere a sedimentelor, provocând în același timp cutarea și deversarea lor spre E.

## 1. SINCLINALUL HĂCIGOSUL

Sinclinalul Hăcigosul, situat în partea de W, cu o direcție NNE—SSW, se poate urmări pe o lungime de 14 km, din dreptul Arșiței Băișescului până în dreptul Muntelui Gherghe. Lărgimea maximă de 4 km este atinsă în dreptul Vârfului Comorii (1517 km).

Acest sinclinal, constituit din cele două orizonturi ale Apțianului și din conglomerate albiene, repauzează cu ambele flancuri pe Stratele de Bistra.

Marginea occidentală a acestei zone sinclinale se poate urmări dealungul Pârâului Băișescului, de unde coboară spre S, atingând Muntele Goii la 500 m E de Vf. Goii, apoi Muntele Măguricea, Bâta Fundoaiei și Bâta Teiuș.

Marginea sa orientală coboară dealungul Săbășiței și dealungul Jg. Larg, apoi trece prin șeaua Piciorului Căpățânilor, de unde se îndreaptă spre SSW, lăsând la Estul ei Muntele Migovanu și Muntele Lacuri, până ce atinge fundul Pârâului Leordiș, afluent al Sabasei.

Conglomeratele care alcătuiesc umplutura acestui sinclinal se găsesc situate în partea meridională, formând Pietrele Hăcigosului, Vf. Bâta Comorii și Piciorul Plaiului.

Disarmonia tectonică foarte evidentă în sinclinalul Stânișoara este foarte puțin pronunțată aci, deoarece atât marnele și gresiile, cât și conglomeratele, înclină aproximativ cu același număr de grade.

Urmărind ambele flancuri ale acestui sinclinal, dinspre N până în dreptul paralelei Piciorul Lat, constatăm că avem a face cu un sinclinal simetric, ambele flancuri fiind egal de înclinate ( $50^{\circ}$ — $80^{\circ}$ ).

Dela paralela Piciorul Lat spre S, sinclinalul devine asimetric, având flancul vestic mai redresat decât cel estic. Astfel, pe când flancul de W înclină cu  $55^{\circ}$ — $80^{\circ}$ , flancul de E înclină cu  $20^{\circ}$ — $60^{\circ}$ .

Pe când marginea orientală a sinclinalului prezintă înclinări spre W, înclinări care în totalitatea lor imprimă acestei margini caracterul de flanc sinclinal, marginea occidentală prezintă anumite disonanțe locale în sensul că se răsfrânge spre axul sinclinalului, fiind încălecată dela W spre E de depozitele mai vechi barremiene.

Într-un drept al Văii Sabasa, marnele apțiene în loc de a avea căderi spre E, se bagă cu un unghi de  $80^{\circ}$  sub depozitele barremiene.



Același lucru se întâmplă și în V. Pietroasa, unde depozitele barremiene — la rândul lor încălecate de Stratele de Sinaia — încăleacă sub un unghi de  $65^\circ$  marnele aptiene. La fel în Bâtca Fundoaiei și în P. Puciosului.

Aceste răsrângeri locale ale marginii sinclinalului spre axa lui sunt foarte probabil datorite cutărilor terțiare.

La extremitatea sa nordică sinclinalul se îngustează și se ridică în aer peste depozitele barremiene, prezentând terminații perisinclinale.

Extremitatea sudică, în loc să iasă în aer, se cufundă în direcție, adică în loc de terminații perisinclinale prezintă terminații perianticlinale. Și aceste disonanțe sunt foarte probabil de dată nouă, putând lua naștere ca un apel către o depresiune locală.

## 2. SINCLINALUL OSTRA

Sinclinalul Hăcigosului, după ce suferă o inflexiune axială în dreptul Arșiței Băișescului, se continuă spre N cu un alt sinclinal pe care l-au numit « sinclinalul Ostra », deoarece marginile acestui sinclinal se mențin aproape paralele cu cursul Văii Ostra.

Sinclinalul Ostra are o direcție NNW — SSE, deci putem spune că în dreptul Arșiței Băișescului cutele sinclinalului Hăcigosul suferă o inflexiune de direcție și de unde aveau, în general, o direcție NE ( $N 15^\circ E$ ), capătă în sinclinalul Ostra o direcție NW ( $N 30^\circ W$ ).

Acest sinclinal, alcătuit numai din marne aptiene, se poate urmări pe o lungime de 13,5 km, din dreptul satului Gemenea până în Arșița Băișescului. Lărgimea maximă de 1,7 km este atinsă către extremitatea sa nordică, iar lărgimea minimă de 0,6 km pe P. Botușan și către extremitatea sa sudică.

Marginea occidentală a acestei zone sinclinale se poate urmări dela 1,5 km S de confluența Gemenei cu Slătioara. După ce taie P. Muncelului la c. 708 m și P. Brațiasa la c. 734 m, trece pe la 1,5 km E de Muntele Ostra, taie apoi V. Ostrei la c. 824 m și se oprește la cca 250 m E de Arșița Băișescului.

Marginea orientală se ține paralelă cu V. Ostrei, între 250—1.000 m W de V. Ostrei, și taie către extremitatea sa meridională confluența Ostrei cu Ostrița.

În dreptul Pârâului Muncelului și în dreptul Pârâului Brațiasa, flancul vestic al sinclinalului se resfrânge către axa sinclinalului, fiind încălecat de depozitele barremiene.

Pe P. Botușan și pe P. Ostra, planul de separare dintre depozitele barremiene și marnele aptiene este vertical.

Flancul oriental prezintă înclinări spre W și rareori este vertical, ca pe P. Brațiasa.



## 3. SINCLINALUL STĂNIȘOARA

Cu o dezvoltare mult mai mare și la E de sinclinalul Hăcigosului se află sinclinalul Stănișoara. Acest sinclinal, care are o direcție NNW—SSE, atinge o lărgime maximă de 10 km și se poate urmări pe o distanță de peste 45 km, începând dela Slătioara până la S de Poiana Teiului. Este alcătuit, ca și sinclinalul Hăcigosului, din cele două orizonturi aptiene și din conglomerate albian-cenomaniene. Cu flancul vestic se reazimă pe depozitele barremiene, iar flancul estic încalecă Șisturile negre.

Marginea occidentală a sinclinalului se poate urmări începând din dreptul satului Gemenea, de unde se îndreaptă spre SE, tăind V. Ostrei în dreptul Molidului. De aci și până la confluența Ostrei cu Ostrița, marginea vestică merge pe sub Culmea Brusturoasa—Bâtca Iepii, ținându-se cam la 500—800 m E de cursul Văii Ostra. Dela această confluență și până la confluența Văii Sabasa cu P. Colibei, limita occidentală a sinclinalului, de data aceasta cu o direcție NNW—SSE, taie fundul pâraielor Floarea, Ursul, Fântâna și mijlocul pâraielor Alăuta și Breaza. De aci, limita suferind o nouă schimbare de direcție, se îndreaptă spre SSW până în dreptul Vârfului Înalt, de unde suferind o nouă inflexiune de direcție, se îndreaptă spre E și apoi spre NE, descriind un intrând. De aci până în V. Bistriței are o direcție aproape N—S.

Marginea orientală are la început o direcție W—E, pe care și-o păstrează cca 2,5 km, fiind paralelă cu V. Gemenea și trecând pe la S de ea. În dreptul Gurii Ostrei formează un intrând, de unde se îndreaptă spre SE, menținându-și această direcție până la fundul Pârâului Hartoneasa. Pe acest parcurs de 22 km taie V. Negrișei și V. Suha Mare. Din dreptul Surducului și până în Dârzu, deci pe o distanță de 21 km, marginea orientală ia o direcție aproape N—S.

Acesta ar fi pe scurt conturul morfologic al sinclinalului Stănișoara, sinclinal care este alcătuit, după câte am văzut, din marne și gresii aptiene și din conglomerate albian-cenomaniene.

Din aceste trei formațiuni, marnele au dezvoltarea cea mai mare, ajungând să alcătuiască singura jumătate septentrională a sinclinalului.

Gresiile care au o dezvoltare mai mică decât marnele, fiind păstrate numai în jumătatea meridională a sinclinalului, se pot urmări pe o distanță de cca 26 km, din dreptul Vârfului Muncelul-Mălini (1308 m) până la S de Poiana Teiului.

Marginea occidentală a gresiilor trece pe la W de Vf. Muncelu, de unde se îndreaptă spre S până în dreptul Vârfului Scorușu (1150 m). Aci formează un intrând și apoi iar se îndreaptă spre S până în V. Bistriței, unde formează un intrând dealungul Pârâului Pârveu și altul dealungul Pârâului Hrâscornîța.



Marginea estică taie P. Muncelu la cca 1,3 km de gura lui, apoi se îndreaptă spre SSE, tăind de data aceasta P. Nemțisorul în amont de confluența acestuia cu P. Arșița Nemțisorului, apoi pâraiele Streanga, Cracul Neamțului cel Mic, Cracul Neamțului cel Mare, Paltinul, Negru, Stâna Mănăstirii și Segăria, ajungând în dreptul « Plaiului Bătrân ». De aci marginea gresiilor ia o direcție N—S, pe alocuri chiar NNE—SSW, tăind V. Largului puțin în amont de confluența acesteia cu V. Bistriței.

Către marginea lor meridională gresiile sunt străpunse de un anticlinal de marne, dezvoltat pe o lungime de 1,5 km dealungul Pârâului Glodului.

Vârfurile mai importante alcătuite din gresii sunt: Muncelul-Mălin (1308 m), Stânișoara (1286 m), Scorușu (1150 m), Baicu (1339 m), și Pârul (1252 m).

Conglomeratele, care bineînțeles au dezvoltarea cea mai mică, fiind cele mai expuse eroziunii, se pot urmări pe o distanță de 7,5 km, din P. Nemțisorul până în Plaiul Bătrân.

Marginea vestică a conglomeratelor se poate urmări din dreptul Piciorului Strungilor lui Zaharia, de unde se îndreaptă spre SW tăind P. Poienii Lungi puțin în amont de confluența acestuia cu P. Nemțisorul, apoi Piciorul Pietricichii la cota 1032 m și P. Pietricica. Dela paralela Vf. Stânișoara, limita ia la început o direcție N—S, apoi o direcție NW—SE, tăind fundul Pârâului Sec și fundul Pârâului Babșa la cota 110 m și formând un intrând spre fundul Pârâului Babșa. Dela fundul Babșei limita se îndreaptă spre SW, tăind fundul Pârâului Săbșita la cota 110 m și fundul pâraielor Ungurului de Sus și Ungurului de Jos.

De aci limita conglomeratelor urmărind schimbările de direcție se îndreaptă spre E, tăind fundul Pârâului Bondrei, apoi spre NE atingând fundul Farcașei la cota 1250 m, de unde se îndoaie îndreptându-se spre S, desenând astfel un intrând care ocolește fundul Farcașei. În dreptul fundului Pârâului Cracul dintre Bulboci, limita se îndreaptă la început spre E, iar apoi spre SE, E și N, tăind Culmea Halăuca la cota 1350 m.

Marginea orientală a conglomeratelor se poate urmări dela fundul Pârâului Segăria, de unde se îndreaptă spre SSE, ocolind « Capul Poienii Lungi » și tăind fundul Pârâului Cracul Neamțului cel Mic. De aci face un intrând către « Piatra lui Iepure », ocolind fundul P. Cracul Neamțului cel Mare. După ce face o îndoitură pentru a completa intrândul, se îndreaptă spre S, tăind Bivolul între cele două Tarnițe, apoi fundul pâraielor Negru, Stâna Mănăstirii și Segăria.

Vârfurile mai importante pe care le formează conglomeratele sunt: Masa Tâharului, Capul Poienii Lungi (1235 m), Poiana Lungă (1340 m), Piatra lui Iepure (1447 m), Bivolul (1534 m), Muntele Babșa (1412 m) și Culmea Halăuca (1517 m).



Conglomeratele care alcătuiesc umplutura acestui mare sinclinal formează la rândul lor un mic sinclinal asimetric, având flancul vestic mai redresat decât cel estic.

În afară de aceste conglomerate, care, după cum s'a văzut, formează umplutura sinclinalului Stânișoara, mici iviri de conglomerate se mai întâlnesc pe P. Muncelului, alcătuind «Pietrele Muncelului», în Bâta Comarnicului, pe Piciorul Pietrei Arse, pe malul stâng al Pârâului Nemțisorul în dreptul confluentei lui cu P. Armanu, în Piatra Cornului și în Bostanu-Gelu.

Urmărind flancurile sinclinalului Stânișoara, constatăm că flancul vestic, din dreptul Gemenii și până în V. Ostrei, se răsfrânge către axul sinclinalului, fiind încălecat de depozite barremiene. Din V. Ostrei spre S, cam în dreptul Băței Negrișei, nu se găsesc deschideri clare care să ne arate dacă flancul sinclinalului prezintă căderi normale sau se răsfrânge, ca și în N, către axul lui. Din Bâta Negrișei până în Poiana Teiului, planul de separare dintre depozitele barremiene și cele aptiene prezintă înclinări către E, foarte redresate, uneori atingând poziții verticale ca pe V. Farcașei și pe versantul vestic al Pârâului Gelu.

Flancul oriental, în Nordul regiunii, și anume între Gemenea și Gura Ostrei, sau se bagă normal sub Șisturile negre sau contactul este vertical. Dela Gura Ostrei până în S, flancul oriental se reazimă fără nicio excepție pe Șisturile negre, încăleându-le.

În privința terminațiilor periclinale, în extremitatea sa nordică, flancul occidental este prins sub depozite barremiene, iar flancul estic este invadat de depozitele Șisturilor negre.

În S, această mare zonă sinclinală, prin D. Nituașu și Muchia Bubei, se continuă cu sinclinalul Cîrîboului și sinclinalul Ceahlăului.

Disarmonia tectonică nepronunțată în sinclinalul Hăcigosului, aci este foarte pronunțată. Pe când marnele aptiene formează cute strânse și neregulate, gresiile, pe măsură ce înaintăm spre partea lor superioară, încep a prezenta înclinări din ce în ce mai mici, atingând uneori  $10^\circ$ . Conglomeratele deasemenea sunt slab înclinate, cu excepția extremității lor nordice, unde fiind puternic înclinate, formează un sinclinal strâns. Tot în N, și anume pe o mică porțiune a versantului vestic, conglomeratele, în loc să iasă în aer în direcție, se scufundă.

Trecerea dela strate puternic înclinate la cele cu cădere slabă se face gradat și aci este locul să cităm pe G. MACOVEI și I. ATANASIU, care au exprimat clar acest fapt în lucrarea «Structura geologică a Văii Bistrița între Pângărați și Bistricioara» și anume: «după cum petrograficește există o trecere gradată dela un orizont la altul, tot așa de gradat se face trecerea dela strate puternic înclinate la cele cu căderea slabă» (pag. 91).





Sinclinalul Ostrei și sinclinalul Hăcigosului sunt separate de sinclinalul Stânișoarei printr'o poziție anticlinală, în lungul căreia apar numai depozite barrremiene, zonă pe care o numim anticlinalul Ostra-Sabasa. Această zonă anticlinală, la rândul ei, este dislocată, prezentând cute de al doilea ordin.

Dacă ne aruncăm privirea pe hartă, ceea ce ne izbește în primul moment este paralelismul limitelor și anume paralelismul care există între marne, gresii și conglomerate. După acest paralelism al limitelor, conglomeratele trebuie considerate ca ținând și sfârșind ciclul Cretacic inferior, deci ca un termen de umplere finală. O transgresiune a conglomeratelor n'ar trebui să ne dea acel paralelism, acea concordanță între ciclul marne-gresii-conglomerate.

În concluzie, putem deosebi în Zona internă două sinclinale majore, sinclinalul Hăcigosului și sinclinalul Stânișoara, separate între ele prin anticlinalul Ostra-Sabasa. Sinclinalul Hăcigosului, după ce suferă o inflexiune transversală anticlinală, se continuă spre N cu sinclinalul Ostrei.

Pe aceste dislocații majore se grefează dislocații de importanță mai mică și unele disonanțe locale, cum ar fi de exemplu răsfrângerea flancului sinclinalului către axa lui sau terminațiile perianticlinale ale sinclinalului Hăcigosului în extremitatea sa sudică, scufundări în direcție care sunt probabil de dată nouă și care au luat naștere ca un apel către o depresiune locală.

Încălecările dela W la E sunt datorite împingerii și deplasării ce le-a suferit întreaga Zonă internă peste depozitele Șisturilor negre.

### C) ZONA ȘISTURILOR NEGRE

Șisturile negre nu țin de Zona internă; dealtfel, nicăeri nu se întâlnesc petece de Șisturi negre pe Zona internă.

Linia dintre Zona internă și Zona Șisturilor negre este într'adevăr o linie tectonică, după care întreaga Zonă internă este deplasată și încălecată pe Șisturile negre, dar în același timp trebuie considerată destul de aproape de limita stratigrafică dintre aceste formațiuni. Deci, încălecarea Zonei interne peste Zona Șisturilor negre nu trebuie considerată de mare anvergură.

Disparația Șisturilor negre în S, în dreptul Dârzului, poate fi urmarea unui efect dublu: împingerea Zonei interne peste Șisturile negre și îngustarea ariei de sedimentare a Șisturilor negre.

Lipsa conglomeratelor albian-cenomaniene la N de Hăcigosul și Stânișoara, până dincolo de granița româno-sovietică, ne duce la bănuiala că regiunea situată la N de paralela Hăcigosul-Stânișoara funcționa în timpul sedimentării conglomeratelor ca o zonă exondată, ca o zonă ridicată. Deci, lipsa conglomeratelor în N nu este un efect al eroziunii, ci al nesedimentării acestor conglomerate.



Mișcările orogenice mesocretacice provocau probabil și oscilații verticale pe anumite linii și datorită acestor mișcări, odată cu sedimentarea Șisturilor negre, asistăm la scufundarea regiunii situate la N de paralela Hăcigosul-Stănișoara, scufundare ce a permis o invazie lentă a Șisturilor negre și deci întinderea ariei lor de sedimentare.

În ceea ce privește Eocenul de pe Zona Șisturilor negre, acesta se găsește dezvoltat sub faciesul Gresiei de Tarcău. Il întâlnim sub forma câtorva petece sinclinale pe V. Moldovei (pe D. Hasnaș și pe Runcul Prisăcii), pe Măgura Stulpicanilor, pe D. Girilău, pe V. Plotonița, pe Clădita Mare și pe Vf. Măgurii.

Acest Eocen este transgresiv pe Zona Șisturilor negre și transgresiunea a venit dela E la W, deoarece imediat la E de linia Șisturi negre — Zona senonian - paleogenă mai întâlnim Eocen în faciesul Gresiei de Tarcău, în anticlinalul de pe V. Miclăușa și în anticlinalul de pe V. Moldovița.

Eocenul de pe V. Plotonița este decolat și formează un petec de acoperire ce stă pe Senonian și pe Oligocenul în facies de Krosno.

#### D) ZONA SENONIAN-PALEOGENĂ

La E de Zona Șisturilor negre și până în Zona miocenă se întinde Flișul extern.

Linia după care acest Fliș ia contact cu Șisturile negre este o linie de încălecăre. Șisturile negre prind dedesubtul lor, pe lungul acestei linii, începând dela N spre S, Senonianul, Eocenul și Oligocenul în facies de Krosno, iar spre extremitatea sudică numai Senonianul.

Caracterul tectonic al acestei linii de contact a fost urmărit din V. Moldovei până în V. Largului, afluentă a Bistriței.

Dela Prisaca Dornei până aproape de fundul Pârâului Plotonița, deci pe o distanță de 16 km, Șisturile negre încălecă Oligocenul în facies de Krosno și pe traiectul acestei linii apar câteva izvoare sărate.

De aci spre SE și apoi spre S până în V. Largului, Șisturile negre încălecă numai Senonianul. Încălecarea cea mai mare se constată deci între Prisaca Dornei și fundul Plotoniței.

La NW de Prisaca Dornei, linia Șisturi negre — Zona senonian-paleogenă își pierde din importanță, deoarece pe V. Deia, afluentă a Moldovei (I. BĂNCILĂ, comunicare verbală), în fața Șisturilor negre apare Eocenul în faciesul Gresiei de Tarcău, Eocen care apoi spre S se efilează; deci, pe V. Moldovei, sub Krosno, trebuie să se găsească și Gresie de Tarcău.

Dovada că pe V. Moldovei, la Prisaca Dornei, Șisturile negre prind sub ele, pe lângă Oligocen, și Eocen, o face și anticlinalul de Eocen de pe V. Miclăușa, care bate diagonal spre Zona Șisturilor negre.





La S de V. Suha Mare linia își pierde deasemenea din intensitate, Șisturile negre încălecând numai Senonianul. Pe această porțiune, linia de contact dintre Șisturile negre și Senonian trebuie considerată ca o falie de acoperire.

### E) DISCUȚIUNI ASUPRA SEMNIFICAȚIEI BLOCURILOR DE CALCARE ȘI DE ȘISTURI CRISTALINE INCLUSE ÎN SERIA CONGLOMERATĂ ALBIAN-CENOMANIANĂ

Am văzut că în conglomeratele albian-cenomaniene întâlnim ca elemente roce sedimentare și șisturi cristaline, unite între ele printr'o pastă gresoasă.

Printre rocele sedimentare întâlnim: gresii calcaroase, gresii conglomeratice și calcare recifale, iar ca șisturi cristaline, gneisse și cloritoșisturi.

Calcarele recifale și șisturile cristaline ating uneori dimensiuni de câțiva metri cubi.

Pe Plaiul Ungurului și la Poiana Teiului se întâlnește câte o « Klippă » de calcar recifal. Pe Muntele Babșa se întâlnesc blocuri mari de șisturi cristaline. « Klippa » din Plaiul Ungurului se găsește la baza conglomeratelor, iar cea dela Poiana Teiului în orizontul gresos al Apțianului.

Prezența blocurilor mari de calcare a făcut pe mulți autori să considere conglomeratele ca allohtone.

În privirea istorică care precedează considerațiile tectonice, am văzut că V. UHLIG, L. MRAZEC, I. VOITEȘTI și mai târziu D. M. PREDA sunt pentru o interpretare în pânze de șariaj a zonei Flișului și în sprijinul acestei idei invocă blocurile de calcare și de șisturi cristaline.

Cum conglomeratele din Stânișoara sunt o continuare a conglomeratelor din Ceahlău, este greu să vedem existența unei structuri în pânze în Ceahlău și a unei structuri normale în Stânișoara. Ambele regiuni probabil că trebuie să aibă o tectonică identică. Sigur că se poate face o discuție critică asupra prezenței blocurilor de calcare și de șisturi cristaline din conglomerate.

Prezența blocurilor ar putea fi explicată printr'o pânză post-neocomiană (post-gresii'e apțiene), pânză ce a venit din W, cărând din Mesozoicul de pe Cristalin calcare (tithonice) și șisturi cristaline.

Pe socoteala materialului adus de pânză au născut conglomeratele. Pânza este deci anti-conglomeratică și conglomeratele sunt post-tectonice. În acest caz ar trebui ca între conglomerate și gresii să existe o discordanță. Aceasta însă n'ar concorda cu « Pânza moldavă » a lui D. M. PREDA, deoarece în cazul acesta ar trebui să avem, pe lângă o pânză a calcarelor, și o pânză a șisturilor cristaline. Deci, limita Șisturi cristaline—Strate de Sinaia ar fi o limită de pânză și această limită ar trebui să se ascută mult pe văi și să nu fie ezitantă; dease-



menea, ar trebui ca pe aria de răspândire a Zonei interne să întâlnim petece de Cristalin.

Pânza mai poate fi considerată ca făcând corp comun cu gresiile (conglomerate + gresii), ambele sedimentate pe Cristalin și apoi, printr'o alunecare dealungul unui culoar transversal, să se fi instalat pe un Autohton alcătuit din marne aptiene. În acest caz însă n'ar trebui să constatăm continuitate între marne și gresii.

În ceea ce privește, din cauza unei treceri gradate dela etaj la etaj și din cauza lipsei vreunui deranjament tectonic important, considerăm conglomeratele ca fiind sedimentate pe loc, ca un termen de umplere finală. În acest caz prezența blocurilor mari de Cristalin și de calcare recifale poate fi explicată printr'o sedimentație pusă în paralel cu mișcarea (Fliș activ).

În această idee blocurile mari de șisturi cristaline și de calcare ar putea fi explicate prin nașterea conglomeratelor pe seama unor creste (cordiliere) locale ce au existat în geosinclinalul Flișului.

Pe măsură ce sedimentele se acumulau în geosinclinal, luau naștere mai întâi cute largi și mai apoi cordiliere imense, înguste, locale, dar cu un relief într'una înviorat de mișcările orogenice. În jurul acestor creste condițiile bathimetrice și bionomice erau de așa natură încât se puteau stabili recifi. Și acești recifi se dezvoltau în timpul unei acalmii tectonice.

La reluarea tectonicii, sedimentația devenea foarte abundentă și era însoțită de fragmentarea acestor calcare recifale (și eventual și a Cristalinului).

Această sedimentație are loc de data aceasta pe avanfose și astăzi asistăm la o inversare de relief și anume, regiunile în prezent cele mai ridicate morfologic sunt tocmai avanfosele, adică regiunile care erau coborâte morfologic, dar în care era o sedimentație abundentă.

Aceste cordiliere, care furnizau deci calcare și șisturi cristaline, nu trebuie căutate astăzi în apropierea blocurilor mari de calcare, deoarece ele au rămas mult în urmă (mult mai la W) din cauza deplasărilor întregului pachet de sedimente (Cretacic inferior + mediu), cât și din cauza transportului pe care l-au suferit aceste blocuri.

Un astfel de bloc actual (cel de pe Plaiul Ungurului, de exemplu) nu trebuie considerat ca provenind dintr'un relief ce a funcționat imediat înainte de sedimentarea conglomeratelor, ci el poate proveni, tot așa de bine, dintr'un recif care a funcționat în timpul depunerii Barremianului sau orizontului marnos al Aptianului.

Ideea acestor cordiliere, în jurul cărora se puteau dezvolta recifi, nu este nouă. Ea a fost enunțată de M. GIGNOUX (23 p. 22) și de J. TERCIER (80).





## CONCLUZII

1. În regiunea cercetată deosebim două cicluri de sedimentare: unul care începe cu Stratele de Sinaia și sfârșește cu conglomeratele albian-cenomaniene și altul care începe cu Șisturile negre.

Primul ciclu de sedimentare corespunde Zonei interne a Flișului și conglomeratele care închid acest ciclu sunt privite ca un termen de umplere finală.

În această fază finală, cutele s'au ridicat destul de mult deasupra mării, încât au fost supuse abraziunii și astfel a luat naștere un Fliș conglomeratic.

2. Formele de *Aptychus* (*A. lamellosus* PARK., *A. seranónis* COQ.) indicând o trecere de la Jurasicul superior către Cretacicul inferior, ne obligă să plasăm începutul geosinclinalului Flișului ceva mai jos decât Valanginianul; cu alte cuvinte Stratele de Sinaia ar putea cuprinde și ceva din Jurasicul superior.

3. Studiul megascopic și microscopic al rocilor din Zona internă ne arată că materialul are o proveniență exclusiv carpatică. O parte din acest material provine din remanierea țărmului, iar alta din procesele interne ale bazinului de sedimentare (calcarele recifale, conglomeratele albian-cenomaniene).

Elementele dobrogene (verzi) apar numai în Șisturile negre și, din cauza caracterului pelagic și pelitic al acestora, într-o proporție minimă.

4. Zona internă se prezintă ca un mare sinclinatorium care stă pe Cristalin, deoarece remaniază numai elemente de Cristalin. Pe flancul de W acest sinclinatorium este încălecat de Cristalin, iar cu flancul estic stă pe Șisturile negre.

5. Absența gresiilor și conglomeratelor albian-cenomaniene pe linia Apțian-Șisturi negre ne arată că geosinclinalul Strate de Sinaia—conglomerate se întindea foarte probabil numai până la actuala zonă de Șisturi negre, de unde începe Vorlandul.

6. Întreaga Zonă internă se prezintă cu aripa internă ridicată și cu aripa externă scoborită și pe amplasamentul ei se desenează două sinclinale majore (Hăcigosul și Stânișoara) separate prin anticlinalul Ostra-Sabasa. După o inflexiune axială, sinclinalul Hăcigosul continuă spre N cu sinclinalul Ostra.

7. O trăsătură tectonică caracteristică Zonei interne constă în aceea că ea este alcătuită dintr-o serie de cute mai strânse și mai îngrămădite în apropierea Cristalinului și mai largi către marginea ei orientală.

8. Un caracter pregnant al Zonei interne constă într-o disarmonie pronunțată pe verticală.

9. Din cauza unei treceri gradate de la etaj la etaj și din cauza lipsei vreunui deranjament tectonic important, considerăm conglomeratele albian-cenomaniene ca sedimentate pe loc și până la o cercetare amănunțită a Ceahlăului, pe care deocamdată îl considerăm analog Stânișoarei, Pânza moldavă se infirmă.

Primit: Iunie 1949



## BIBLIOGRAFIE

1. ANTHULA D. Über die Kreidefossilien des Kaukasus. (pag. 117, pl. IX (X), pl. X (XI).
2. ATANASIU I. Études géologiques dans les environs de Tulgheș (distr. Neamțu). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, București, 1928.
3. — și MACOVEI G. Structura geologică a Văii Bistriței între Pângărași și Bistricioara. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII (1919—1920). București, 1925.
4. — și MACOVEI G. Câteva date asupra constituției geologice a zonei Flișului din regiunea văilor Slănicului și Oituzului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Buc. XI. 1923.
5. ATHANASIU S. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. *Verh. d.k.k. geol. R.-A. Wien*, 1899, pag. 127—147.
6. — Morphologische Skizze der moldauischen Karpathen. *Bul. Soc. Științe Buc.* An. VIII, Nr. 3, pag. 232—277, București, 1899.
7. — I. Asupra stratigrafiei Muntelui Stânișoara din Nordul Moldovei. II. Asupra unui Pachydiscus din Flișul cretacic din Stânișoara. *Bul. Soc. Șt. Buc.* An. XIV. Nr. 1—4, pag. 341—362, București, 1905.
8. — Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpates du district de Bacău. *Congr. Int. du Pétrole. Troisième session.* București, 1907.
9. — Cercetări în regiunea internă a Carpaților în Moldova de Nord. Rap. as. Act. pe an. 1906. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, pag. XLI, 1907, București, 1908.
10. — Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* în 1908—1909, pag. XVII—XLVI. București, 1913.
11. BĂNCILĂ I. Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. București, 1941.
12. — L'évolution des idées sur la tectonique des Carpates Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXVII. 1938—39. București, 1944.
13. — și PREDĂ D. L'âge des Schistes noirs dans le bassin du Troțuș. *Bull. Soc. Roum. de Géol.* Vol. III. București, 1937.
14. BONTE A. Introduction à la lecture des cartes géologiques. Paris, 1945.
15. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Paris, 1929.
16. — Études pétrographiques de roches sédimentaires. Paris, 1931.
17. COBĂLCESCU GR. Über einige Tertiärbildungen in der Moldau. *Verh. d.k.k. R.-A. Wien*, 1883.
18. DOUVILLE N. M. Distribution des Orbitolites et des Orbitoides dans la Craie du sud-ouest. *Bull. Soc. Géol. de France.* 1902.
19. FILIPESCU G. M. Sur la nature des roches siliceuses de l'Éperon de Valenii de Munte. *Bull. sect. sc. de l'Acad. Roum.* XIII-ème année Nr. 6, București, 1930.
20. — Étude pétrographique des Couches de Tisaru et considérations stratigraphiques résultant de cette étude. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XX. București, 1935.
21. — Études géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Băscă Mică. *Bul. Lab. Miner. al Univ. Buc.* II. București, 1937.





22. FILIPESCU G. M. Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bâsca Mare. (*C. R. Inst. Géol. Roum.* I. XXIII. București, 1940).
23. GIGNOUX M. Géologie stratigraphique. Paris, 1936.
24. GROSSOUVRE A. de. Les Ammonites de la Craie supérieure. Paris, 1793.
25. HERBICH FR. Neue Beobachtungen in den ostsiebenbürgischen Karpathen. *Verh. d.h.k. geol. R.-A.* Wien, 1873, pag. 282—285.
26. — Das Széklerland. Budapest, 1878.
27. JACOB CH. Étude sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. Paris, 1907 (*Mém. Soc. géol. Fr.* Nr. 38).
28. — Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés.
29. — Étude sur les Ammonites et sur l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4). T. V. 1905.
30. HOVELACQUE M. Album de microphotographies de roches sédimentaires. Paris, 1900.
31. KARAKASCH I. N. Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. (*Trav. Soc. imp. des naturalistes de Saint-Petersbourg.* T. 32. 1907).
32. KAYSER EM. Lehrbuch der Geologie, I. Teil, Allgemeine Geologie. 4. Aufl. 1912.
33. KILIAN W. Sur quelques fossiles du Crétacé inférieur de la Provence. *Bull. de la Société Géol. de France*, III-ème série. T. 16. Paris, 1887—88.
34. — Contribution à l'étude des Céphalopodes paléocrétacés du SE de la France. *Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France.* Paris, 1920.
35. — Lethaea geognostica. Das Mesozoicum. 3. Band. Kreide. Stuttgart, 1910.
36. — La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar. *Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France.* Paris, 1915.
37. LAPPARENT J. de. Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France.* Paris, 1918.
38. LUGEON M. et OULIANOFF N. Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. *Bull. Lab. de géol. Univ. de Lausanne* Nr. 32. 1922.
39. — Barrage et géologie. Lausanne, 1933.
40. MACOVEI G. și ATANASIU I. Structura geologică a Văii Bistrița între Pângărați și Bistrițioara. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1919—1920. București, 1925.
41. — Câteva date asupra constituției geologice a zonei Flișului din regiunea văilor Slănicului și Oituzului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI. 1922—1923, pag. 29—55. București, 1923.
42. — L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. București, 1934.
43. MACOVEI G. et ȘTEFĂNESCU D. Les gisements de pétrole de Roumanie. *Karpachi Instytut Geologiczno-Naftowy.* Warszawa, 1935.
44. MATEYKA AL., ZELENKA I. La géologie du Flysch des environs de Bardejor et de Zborov. «*Sborník*» du service géologique de la République Tchécoslovaque Vol. X. 1933.
45. MORET L. Manuel de Paléontologie animale. Paris, 1940.
46. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Prague, 1930.
47. — et VOITEȘTI I. P. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch Carpatique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. București, 1911.
48. MURGEANU G. Cretacicul și Terțiarul în împrejurimile Pietroșitei și Bezdeadului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV. București, 1926.



49. MURGEANU G. La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et Teșila. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. București, 1934.
50. — et GHERASI N. Sur la présence des schistes cristallins dans Valea Zamurei. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București, 1932.
51. NEUMAYR M. Über Kreide Ammonitiden. *Sitzungsb. der k. Akad. der Wissensch.* Bd. LXVI. Wien, 1875.
52. NOVAK I. Nouvelles données sur l'ensemble de la tectonique des Carpates et de l'avant-pays en Pologne. *Mém. de la I-ère réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne.* Warsowie, 1926—27.
53. — Die Geologie der polnischen Ölfelder. *Schrift. a. d. Geb. d. Brennstoff-Geologie*, 3; Stuttgart, 1929.
54. OLTEANU C. Cercetări geologice între Valea Bistriței și Valea Nechitului. (Comunicare preliminară ținută la Inst. Geol. Rom. în ședința din 7 Ianuarie 1941).
55. ORBIGNY AL. D'. Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique. Paris, 1849—1852.
56. — Terrain crétacé. Paléont. fr. 1840—41. Paris.
57. PAIANU N. I. Contribuție la studiul jud. Neamțu. Cap. II. Geologie. *Bul. Soc. Ing. și Ind. de Mine din România.* Ianuarie—Iunie 1900.
58. PAUL K. M. Grundzüge der Geologie der Bukovina. *Jahrb.d.k.k.geol. R.-A.* 1876. Bd. XXVI. Heft 3, pag. 149—157. Wien, 1883.
59. PICTET J. F. Description des fossiles contenus dans le terrain néocomien des Voirons. Genève, 1858.
60. POPOVICI-HATZEG V. Étude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia. Paris, 1898.
61. PREDA M. D. Le problème des Schistes noirs dans les Carpates orientales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. București, 1936.
62. — La nappe des conglomérats de Zăganu et de Ceahlău. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. IV. București, 1939.
63. — et BĂNCILĂ I. L'âge des Schistes noirs dans le bassin du Trotuș. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III. București, 1937.
64. ROCH ED. Étude stratigraphique et paléontologique de l'Aptien inférieur de la Bédoule. Paris, 1927.
65. ROMAN FR. Les Ammonites jurassiques et crétacées, pag. 348. Paris, 1938.
66. SEVASTOS R. Asupra zonei de gres carpatic din jud. Suceava și Neamț. *Asoc. rom. pt. înaint. și răsp. științ.* 1903, București, 1908.
67. — Asupra vârstei gresului carpatic din România, jud. Neamț și Suceava. *Asoc. rom. pt. înaint. și răsp. științ. Congr.* I. Buc. 1902, București, 1908.
68. SINTZOW I. Über einige Ammoniten aus dem Gault Mangyschlags *Verh. d. russ. min. Ges.* Bd. XLIV, 1, 1906, 1907, Bd. XLV, 1908, Bd. XLVII 1910 și Bd. XCIX. 1912, St. Petersburg.
69. ȘTEFĂNESCU D. La zone du Flysch carpatique en Bucovine entre Păltinoasa et Câmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III. București, 1937.
70. — et MACOVEI G. Les gisements de pétrole de Roumanie. Les Carpates et l'avant pays. III. Warszawa, 1935.
71. ȘTEFĂNESCU GR. Relațiune sumară despre lucrările Biroului Geologic în județele Bacău, Tecuci, Neamț, Suceava și Dorohoi. *An. Bir. Geol.* An. III. 1885, Nr. 1. București, 1888.
72. STIRNALOWNA M. Relations des schistes de Spas et des couches de Wernsdorf de la région de Dobromil. *Kosmos*, Vol. 50, fasc. I, 1925.





73. STIRNALOWNA M. et CIZANCOURT H. de. Rybní sur le Strij. *Kosmos*. Vol. 50. 1925.
74. SUJKOWSKI ZB. Les séries de Szopot dans les Karpates polonaises orientales. *Travaux de Service Géol. de Pologne*. Vol. III, livraison 2, 1938.
75. SWIDERSKI B. Quelques nouvelles données sur la tectonique des Carpates Orientales polono-roumaines. *Bull. As. Sc. de Cracovie*; Sér. A. 1925.
76. — Sur quelques problèmes de la géologie des Carpates orientales polono-roumaines. (*Mém. de la 1-ère réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne*. II-ème partie. Warsow, 1926).
77. SWIDZINSKI H. Remarques sur la structure des Carpates flyscheuses. *Bull. du Serv. Géol. de Pologne*, T. VIII, livre I, Warszawa, 1934.
78. TEISSEYRE W. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XLVII. Wien, 1897.
79. — Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes: *Guide des excursions du III-ème Congrès International du Pétrole*. București, 1907.
80. TERCIER J. Dépôts marins actuels et séries géologiques. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Vol. 32. Nr. 1. 1939.
81. TERMIER P. Quelques résultats du Congrès de l'Association carpatique tenu à Bucarest en septembre 1927: zone néogène; zone du Flysch (*C. R. de l'Ac. d. sc.*, I, 185 Nr. 19, 1927. Paris, 1927).
82. THEODORESCU EM. C. Dare de seamă asupra excursiei geologice a elevilor Școlii Normale Superioare din Iași sub conducerea lui Gr. Cobălcescu. *Contemporanul*. An. VI Nr. 10, Iași, 1888.
83. TOLWINSKY K. Géologie des Karpates polonaises orientales de Borislav jusqu'au Pruth. *Mém. de la 1-ère réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne*. Warsow, 1926—27.
84. UHLIG V. Die Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten. *Denkschr. d. k. k. Acad. Wissensch.* Wien, 1883.
85. — Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. *Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wissensch.* Wien, 1899.
86. — Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
87. — Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsb. der k. Akad. der Wiss. Naturw. Klasse*, Bd. CXVI, Wien, 1907.
88. — Bemerkungen zur neueren Literatur über die westgalizischen Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* 1888, pag. 718.
89. VADÁSZ E. M. Petrefacten der Barrême-Stufe aus Erdely. *Centralbl. f. Min. Geol. u. Paleont.* 1911, Stuttgart.
90. VOITEȘTI I. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Miner. Univ. Cluj*. Vol. III, Nr. 1, Cluj, 1929.
91. — Evoluția geologică-paleontologică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Miner. Univ. Cluj*. 1936.
92. — et MRAZEC L. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpatique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. București, 1911.
93. WISNIOWSKI T. Über das Alter der Inocerammenschichten in den Karpathen. *Bull. Ac. Sc. Cracovie*, 1905.
94. — Über die Fauna der Spasser Schiefer und das Alter des massigen Sandsteins in den Ostkarpathen Galiziens. Extrait du *Bull. Ac. Sc. Cracovie*, 1906.
95. ZAPALOWICZ H. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XXXVI. Wien, 1886.



# CERCETĂRI GEOLOGICE ÎNTE VALEA RÂŞCEI ŞI VALEA AGAPIEI

DE  
TEODOR JOJA

## CUPRINSUL

	Pag.
Consideraţiuni generale . . . . .	97
Delimitarea regiunii . . . . .	97
Orografia . . . . .	97
Hidrografia . . . . .	99
Platforme de eroziune . . . . .	102
Terase . . . . .	103
Istoricul lucrărilor anterioare . . . . .	104
Stratigrafia . . . . .	110
I. <i>Pânza marginală a Flişului</i> . . . . .	111
A) Senonianul . . . . .	111
a) Generalităţi . . . . .	111
b) Răspândire . . . . .	112
c) Descrierea petrografică şi paleontologică . . . . .	113
d) Poziţia în scara stratigrafică . . . . .	121
e) Grosime şi orizontare . . . . .	121
B) Eocenul . . . . .	121
1. Faciesul intermediar . . . . .	122
a) Istoric . . . . .	122
b) Răspândire . . . . .	122
c) Descrierea petrografică şi paleontologică . . . . .	123
d) Grosime şi orizontare . . . . .	128
e) Discuţii asupra vârstei . . . . .	128
f) Caracterizarea generală a Eocenului intermediar . . . . .	129
g) Relaţiile cu celelalte faciesuri ale Eocenului . . . . .	129
2. Faciesul marginal . . . . .	129





a) Istoric . . . . .	129
b) Răspândire . . . . .	130
c) Grosime și orizontare . . . . .	130
d) Descrierea petrografică și paleontologică . . . . .	132
C) Oligocenul . . . . .	146
a) Răspândirea Paleogenului . . . . .	146
b) Grosimea și orizontarea Oligocenului . . . . .	148
α) Orizontul inferior (menitic-marnos) . . . . .	149
β) Orizontul mediu (disodilic) . . . . .	151
γ) Orizontul superior . . . . .	153
Faciesul Gresiei de Kliwa . . . . .	153
Faciesul conglomeratic . . . . .	155
II. <i>Autohtonul submarginal</i> . . . . .	158
A) Stratele de Bisericani . . . . .	158
B) Oligocenul . . . . .	158
III. <i>Zona miocenă</i> . . . . .	159
A) Subasmentul Zonei miocene . . . . .	160
a) Stratele de Bisericani . . . . .	160
b) Marnele brune bituminoase . . . . .	160
c) Importanța paleogeografică a Paleogenului din Culmea Pleșu . . . . .	161
B) Miocenul . . . . .	162
1. Orizontul inferior (subconglomeratic) . . . . .	162
a) Istoric . . . . .	162
b) Răspândirea și descrierea orizontului inferior . . . . .	152
2. Orizontul mediu (conglomeratic) . . . . .	162
a) Generalități . . . . .	162
b) Răspândire . . . . .	163
c) Descrierea petrografică și paleontologică . . . . .	163
3. Orizontul superior (supraconglomeratic) . . . . .	167
a) Generalități . . . . .	167
b) Grosime și orizontare . . . . .	167
c) Descrierea petrografică și paleontologică . . . . .	170
4. Vârsta orizonturilor Miocenului . . . . .	173
IV. <i>Sarmațianul</i> . . . . .	173
a) Generalități . . . . .	173
b) Descrierea Sarmațianului . . . . .	174
Tectonica . . . . .	175
I. Pânza marginală . . . . .	177
II. Autohtonul submarginal . . . . .	184
III. Zona miocenă . . . . .	185
IV. Sarmațianul . . . . .	187
V. Șariajul și vârsta cutărilor . . . . .	187
Concluzii . . . . .	188
Bibliografie . . . . .	191



## CONSIDERAȚIUNI GENERALE

*Delimitarea regiunii.* Regiunea dintre V. Râşcei şi V. Agapiei nu constituie o unitate geografică şi cu atât mai puţin una geologică.

În mod natural ea are o formă cu totul neregulată dar, pentru motive de estetică a hărţii, conturul regiunii studiate a fost rectificat după laturile unui dreptunghi perfect, laturi care depăşesc într-o oarecare măsură cele două văi.

Colţurile dinspre N ale acestui dreptunghi se găsesc, unul în Piciorul Pietroasei din dreptul satului Văleni de pe Suha Mare şi altul în satul Mârza, de pe R. Moldova, iar cele dinspre S, se găsesc, unul către Faţa Vf. Mare, aproape de Fundul Largului şi celălalt în satul Grumăzeşti.

*Orografia.* Pe teritoriul cuprins între V. Râşcei şi V. Agapiei se întâlnesc patru unităţi morfologice sau sectoare ale lor şi anume, dela W a E:

1. Zona muntoasă, 2. Depresiunea subcarpatică a Neamţului, 3. Culmea Pleşului (fragment al Subcarpaţilor) şi în fine 4. marginea Podişului moldovenesc.

Zona muntoasă, de un pitoresc rar întâlnit, în cea mai mare parte acoperită de păduri dese, întrerupte pe alocuri de poieni care nu fac decât să mărească farmecul peisajului, este partea cea mai accidentată a regiunii.

Vârfurile care depăşesc altitudinea de 1000 m sunt destul de numeroase, mai ales în partea de W. Printre cele mai importante citez: Vf. Bursunari (1010 m), Vf. Deleleului (1123 m) şi Chiţigaia de Sus (1170 m), la N de P. Neamţului şi Vf. Mare (1255 m), prelungire a Muntelui Petru-Vodă, la S de acest pârâu.

Din fiecare din aceste vârfuri porneşte câte o culme, mai mult sau mai puţin bine individualizată, cu direcţia generală W—E.

Astfel Vf. Bursunari este punctul de plecare al unei creste, care separă bazinul Văii Slatina de al Râşcei Mari. Creasta aceasta este constituită din Muchea Gruului şi Dealul Trecătoarea Mică, deal care scoboară treptat spre satul Valea Slatina, dispărând complet la confluenţa celor două văi. Departe de a fi rectilie, ea face un fel de genunchi către N în dreptul Vf. Crucea Tomei.

O a doua culme începe din Vf. Deleleului şi uneşte, printr-o linie frântă, vârfurile Izvorului, Arşiţa Caprei şi Lidvului, scoborând apoi şi dispărând treptat, tot în dreptul satului Valea Slatina, la confluenţa celor două Râşce.

Din Vf. Chiţigaia de Sus porneşte a treia creastă, care separă bazinul Nemţişorului de al Neamţului. Această creastă uneşte Vf. Bâta Netea cu D. Dobrenăşu, Vf. Dobrenăşu şi Culmea Leghinului şi se pierde apoi într-o mulţime de ramificaţii către E şi S. Începând din D. Chiţigăile, ea trimite o ramură mai impor-





Depresiunea aceasta «apare ca un leagăn suspendat, deasupra largii văi a Moldovei» (1, pag. 23). Caracterizată printr-o altitudine medie de 450—500 m, mult scoborită față de cadrul înconjurător, ea este perfect limitată la W de Culmea Dobreanului, Muncelul Agapiei și D. Mare Văratec.

La N și NE este închisă, mai întâi de șeaua din D. Bourului, iar apoi de Culmea Pleșu, până la Tg. Neamț. În dreptul acestui oraș, Depresiunea Neamțului este larg deschisă către V. Moldovei prin poarta P. Neamțu. O a doua poartă (poarta P. Topolița), situată la S de prima, este separată de precedenta printr-un deal destul de important, D. Boiștea, înalt de 585 m.

În partea ei de S, această groapă este închisă de cumpăna apelor Cracăului și Topoliței, constituită din D. Petricica (722 m), șeaua Crăcăoanilor (538 m) și coasta Ghindăoani—Curechești.

După cum observă M. DAVID, Depresiunea Neamțului este alungită în direcția NW—SE, direcție care coincide cu a cutelor regiunii subcarpatice. «Această direcție, de întindere în lungime, desigur, nu este un fapt la întâmplare, lăsându-ne a înțelege că fenomenele de eroziune, intens petrecute în cuprinsul ei, n'au putut încă înlătura schișarea tectonică a depresiunii» (1, pag. 24).

Culmea Pleșului este o creastă rectilinie, bine individualizată, lungă de peste 25 km, care separă net Depresiunea Neamțului de Podișul moldovenesc.

Ea se ridică brusc în dreptul Tg. Neamț, cu peste 200 m deasupra nivelului văii. Din acest punct, unde abia atinge altitudinea de 540 m, Culmea Pleșului se îndreaptă spre NW și urcă treptat dela 630 m cât măsoară în dreptul Cetății Neamțului, până la 913 m (punctul culminant), la N de Mănăstirea Neamțului. Începând din acest loc, ea coboară lin până în satul Slătioara, unde fiind profund erodată de afluenții Râșcei, își pierde complet individualitatea, fapt cu atât mai pregnant, cu cât tot în acest loc dispare și Depresiunea Neamțului, care până aci o separă de zona muntoasă.

În sfârșit, colțul NE al regiunii este constituit dintr'un sector al Podișului moldovenesc, cea de a patra unitate morfologică întâlnită pe spațiul restrâns dintre Râșca și Agapia. În această parte a țării, el constă dintr'o sumă de spinări domoale, a căror altitudine variază între 400 și 460 m, dominate spre SW de înălțimile Culmii Pleșului. În vecinătatea acestei culmi C. MARTINIUC (3, pag. 176) separă dealungul Pârâului Râșca, o «depresiune a Râșcei», a cărei existență ni se pare însă îndoielnică.

**Hidrografia.** Cursul de apă cel mai important din regiune este Râul Moldova. Deși nu atinge decât tangențial colțul de NE al regiunii, Moldova drenează totalitatea apelor ei. Excepție face numai P. Cracău care străbate o por-



țiune neînsemnată din partea de SW și îndreaptă apele colectate de el spre V. Bistriței.

V. Moldovei, vale dirijată NW—SE, are o lărgime considerabilă, atinând la Bogdănești aproape 6 km.

Ea prezintă un paralelism frapant cu direcția Culmii Pleșu, paralelism pe care-l păstrează pe o mare distanță, cu mult în afara regiunii studiate.

Acest fapt, precum și alte fapte și considerații de ordin tectonic și stratigrafic, expuse de noi în Buletinul Societății Române de Geologie, ne-au condus la concluzia — concluzie cu titlul de ipoteză de lucru — că Râul Moldova și-a fixat inițial cursul dealungul unei depresiuni a cuverturii, ecou de suprafață al unei depresiuni longitudinale a fundamentului chimeric (4, pag. 237).

Pâraiele care străbat regiunea și se varsă în Râul Moldova începând dela N spre S sunt: Râșca, Neamțul și Agapia.

Râșca ia naștere prin unirea, în dreptul satului Valea Slatina, a pâraielor Valea Slatina, Râșca Mare și Râșcuța. Separate prin două din crestele de care am vorbit mai sus și care pornesc respectiv din Vf. Bursunari și Deleleu, aceste trei pâraie au un curs transversal, pe aproape toată lungimea lor.

P. Neamțului sau Ozana ia naștere din Zona internă a Flișului, de sub Muntele Bivolu și începând dela Dolia spre E, taie transversal întreaga Zonă marginală.

Numeroși afluenți vin să-i sporească pe rând debitul apelor sale. Dintre aceștia mai importanți sunt pe stânga: P. Mânzatului, în dreptul satului Cujbeni, P. Străjii, la Pițiligeni, și Nemțișorul, în dreptul satului cu același nume, iar pe dreapta, P. Dolia, P. Pipirig (născut din unirea Plotunului cu Mihăiețu) P. Branului, Dumesnicul și Secu.

Dela izvor până la confluența sa cu Pipirigu, apa Neamțului curge pe o vale îngustă cu aspect tânăr. Din acest loc, dar numai pe o mică distanță, datorită unei eroziuni mai active, se lărgeste puțin și dă naștere așa zisului « bazineț suspendat intramontan al Pipirigului » (1, pag. 23).

Dela Pipirig în jos, V. Neamțului se îngustează din nou. Abia din dreptul confluenței sale cu Nemțișorul, la intrarea în Depresiunea Neamțului, se lărgeste considerabil atingând aproape 3 km dimensiune, pe care o păstrează până dincolo de Tg. Neamț.

Dela această localitate părăsește în fine, regiunea noastră, îndreptându-se spre E.

Dintre afluenții de pe stânga Ozanei, Nemțișorul merită o atenție deosebită. Pârâul acesta curge dealungul unei văi cu caracter mixt. Incepând chiar dela izvor, dela poalele Chițigăii de Jos, se îndreaptă către E și taie transversal toată zona muntoasă. Din dreptul Dealului Bourului însă, odată cu intrarea în Depresiunea Neamțului, P. Nemțișorul își schimbă brusc cursul către SE ca și cum



s'ar izbi de conglomeratele Culmii Pleșului, și devine longitudinal până la vărsare.

Interesantă este mai ales limita de N a bazinului acestui pârâu, respectiv, cumpăna apelor care-l separă de Moișa, afluent al Râșcei. Limita actuală dintre Nemțișorul și Moișa începe pe Culmea Pleșului, din capătul de N al Dealului Alunișului. De aci, în loc să meargă spre NW, pe creasta Pleșului, cum ar fi normal (dealungul unor cote de peste 750 m), scoboară spre S în șeaua din D. Bourului, a cărui altitudine variază între numai 604 și 639 m, apoi urcă prin D. Rusu Mic prin punctul Rusu-M-rea Neamțului (818 m) și Arșița Porcului (882 m) până la cota 886 m din Pic. Comorii, unde vecinătatea celor două pâraie ia sfârșit.

Limita normală a bazinului Nemțișorului trebuie însă considerată linia care, pornind din N Dealului Alunișu, unește înălțimile cele mai mari, continuă adică spre NW pe Culmea Pleșului, pe la cotele 763 și 751, taie V. Moisei, ajunge în punctul Bogdănești - W (736) m, de unde se îndreaptă spre W în D. Trestioarei, iar de aci spre S, ajungând tot la cota 886 m din Pic. Comorii.

Faptul că vărfuri cu altitudini mai mari decât cele de pe cumpăna apelor se găsesc incluse în bazinul Moisei, ar fi greu de explicat altfel decât admitând existența unui fenomen de captare. Normal bazinul superior al Moisei, dela izvor până la cotitura dela E de Pic. Trestioarei, pare să aparțină Nemțișorului. Inițial, pe acest sector al Moisei, apele curgeau probabil în sens invers, adică spre SE printre D. Bourului și D. Alunișului, pela cota 604 către P. Alunișului.

Moișa, mai scurtă decât azi, izvora din mijlocul Conglomeratelor de Pleșu ceva mai la W de confluența cu P. lui Lei.

Nivelul de bază al Moisei era situat, ca și acum de altfel, cam în dreptul confluenței cu P. Neamțului, ambele la aceeași altitudine.

Dintre cele două pâraie, Moișa, având nivelul de bază cel mai apropiat, avea și o putere de eroziune mai mare (5, pag. 169). Grație acesteia a reușit, cu vremea, să decapiteze Nemțișorul, ferestruind întreaga Culme a Pleșului. Cursul ei fiind aproape perpendicular pe al Nemțișorului, în locul unde s'a produs captarea, se constată actualmente existența unui cot, unul dintre caracterele generale ale acestui fenomen.

Decapitarea Nemțișorului este destul de veche. Ea a avut loc după formarea platformei căreia aparține D. Bourului (platforma inferioară, denumită de M. DAVID platforma Brădățelului) (1, pag. 32).

Cel puțin o parte din afluenții din bazinul superior al Moisei trebuie să se fi îndreptat inițial cu precădere spre S sau SE, în sensul în care curgea și pârâul principal. Printr'o adaptare la noua situație, ivită după captare, aceștia și-au schimbat cursul. Totuși, unii dintre ei par a-și mai fi păstrat încă prima direcție, fie chiar numai pe o porțiune. Printre aceștia, citez în primul rând P. Cârla-





nului care coboară din Pleșu spre S către cotul dintre D. Alunișului și D. Bourului, la izvorul Moisei, apoi P. Cortului și P. Trestioarei, la W de cotul principal al Moisei și P. Feței Trestioarei, chiar în dreptul acestui cot.

Este posibil ca și alți afluenți, din cei care coboară din Pleșu spre Moişa, să se îndrepte, într-o oarecare măsură, spre amontul ei; faptul acesta nu este însă evident pe hărțile la scara 1: 20.000 și 1: 50.000, care, în acest fund de pârâu, au greșeli, din care unele grave, constatate chiar de noi.

În fine, un ultim argument, care pledează pentru existența unui fenomen de captură, îl constituie faptul că la NE de cotul Moisei, valea se îngustează pe tot parcursul printre Conglomeratele de Pleșu, versantele ei având aci o pantă foarte vie.

Dintre afluenții de pe dreapta Ozanei, P. Branului, deși longitudinal, este interesant prin seria de strate pe care o scoate la iveală.

În ce privește Dumesnicul, acesta are un curs deosebit de lung și oblic față de direcția cutelor, în timp ce P. Secu, oblic pe aproape tot parcursul său, are și o porțiune longitudinală între M-rea Sevăstria și M-rea Secu, cale de mai bine de 3 km.

Cel de al treilea tributar direct al Moldovei, Agapia, are un caracter mixt foarte pronunțat. După ce curge transversal spre E până la P. Ciungi, pornește brusc spre N pe direcția stratelor până la M-rea Agapia, de unde cotește din nou spre E, devenind transversal, de data aceasta până la confluența cu Moldova.

La ieșirea lui din zona muntoasă spre Depresiunea Neamțului, P. Agapia devine dintr'odată cu mult mai larg, schimbându-și în același timp numele în acela de P. Topolița.

Părerea unor geografi după care Topolița ar avea un curs eminentemente subsecvent (1, pag. 30 și 2, pag. 155) este neîntemeiată. Departe de a curge paralel cu direcția stratelor, ea curge deadreptul perpendicular pe acestea, cel puțin în depresiune.

În fine, relieful zonei muntoase dintre Râșca și Agapia n'a fost încă studiat.

*Platforme de eroziune.* M. DAVID, în lucrarea d-sale la care ne-am referit de atâtea ori în descrierea de față, afirmă, fără a intra în amănunte, că înălțimile care închid Depresiunea Neamțului și care ating 1000 m pe rama ei de W și 900 m pe rama de NE, prezentându-se de multe ori în chip de creste cu profiluri orizontale, ne lasă impresia netă a cel puțin unui ciclu de eroziune mai vechi (1, pag. 31). Acesta ar fi superior nu numai platformei Filiorului, de care ne vom ocupa mai jos, dar chiar și platformei Corni ale cărei urme nu sunt păstrate decât mai la S, în « Masivul Ghindăoani — Tupilați ».



Trecând acum la Depresiunea Neamțului, situația se schimbă, studiul ei geomorfologic fiind mai avansat. Într'adevăr aci, M. DAVID distinge două platforme de eroziune pe care le denumește Platforma Brădățelului și Platforma Filiorului (1, pag. 34).

Prima, cea în erioară, ar cuprinde D. Brădățelului (557 m.), D. Osoiu de lângă Vânătorii Neamțului, D. Cicrii, precum și unele din dealurile din lungul Culmii Pleșului (șeaua din D. Bourului, D. Chirii, Humei, Cărbunelui, Cetății Neamțului și ultimul, D. Gol). Platforma aceasta, rezultat final al unui mare ciclu de eroziune, ar mai cuprinde încă și dealurile din jurul M-rei Văratec, al satului Valea Seacă și al Bălțăteștilor, toate cu o altitudine sub 600 m.

Cea de a doua platformă (a Filiorului) este, tot după M. DAVID, mai veche decât prima, fiind situată la o înălțime mai mare. Ea se recunoaște în Culmea Pleșu cam din dreptul Dealului Nemțanu, spre E (cu înălțimi între 590—680 m), apoi pe picioarele de sub Culmea Doboreanului, în Măguricea dela E de Muntele Agapiei, precum și pe flancul de E al Muntelui Mare - Văratec. Tot de această platformă ar ține și D. Filioru - Văratec (630 m) și D. Boiștii (585 m).

Dacă observațiile lui M. DAVID sunt întemeiate în privința existenței și extensiunii platformei Brădățelului, platforma Filiorului ni se pare mult mai puțin bine individualizată în regiune.

*Terase.* După același autor, citat mai sus (1, pag. 28), se disting, în Depresiunea Neamțului, trei terase: una inferioară (de 8—20 m) altitudine relativă alta medie (40—60 m) și una superioară (de 80—100 m).

Terasa inferioară am remarcat-o și noi în regiunea studiată, până departe în interiorul zonei muntoase, fiind ceva mai dezvoltată pe pâraiele mari: Râșca, Râșcuța, Neamțu și Agapia. Ea capătă însă o dezvoltare cu mult mai mare în celelalte unități morfologice. Astfel, terasa inferioară a Râșcei, care în zona muntoasă atinge rareori 200 m lărgime (pe ambele maluri), ajunge imediat ce intră în zona podișului sarmațian, la 1 sau chiar la 2 km lărgime.

Tot așa terasa inferioară a Pârâului Nemțișoru, care în zona muntoasă este cu totul neînsemnată, capătă o dezvoltare foarte mare în Depresiunea Neamțului, lățimea ei în dreptul M-rii Neamțului ajungând la peste 500 m pe ambele maluri. Fenomenul se repetă și dealungul Ozanei precum și dealungul Agapiei.

Terasa medie nu se observă nicăieri în zona muntoasă, iar în Depresiunea Neamțului, deși prezentă, este foarte puțin individualizată și prin aceasta greu de reprezentat pe hartă.

Terasa superioară lipsește și ea în zona muntoasă, în schimb, în depresiune, după observațiile lui M. DAVID, verificate și de noi, cuprinde următoarele





dealuri: Olaru, Valea Seacă, Cioharlicu, Cioarei, Făgățelu Mare, Făgățelu Mic, Carpenului, Buga, Topoliții, Făgățelul din Ghindăoani, Cacaina și Craeri și variază între 430 și 480 m altitudine absolută.

## ISTORICUL LUCRĂRILOR ANTERIOARE

Regiunea dintre Râșca și Agapia a fost aproape complet neglijată de geologii din primele trei pătrare ale secolului trecut.

Cea mai veche indicație, dealtfel foarte vagă, asupra structurii sale, o găsim în lucrarea lui F. S. BEUDANT «Voyage minéralogique et géologique en Hongrie» din 1822 (6). Deși F. S. BEUDANT consacră în text câteva pagini geologiei Carpaților orientali (la capitolul asupra Transilvaniei) nu pomenește nimic de regiunea noastră; în schimb, pe harta care însoțește această descriere, tot teritoriul dintre Râșca și Agapia este reprezentat numai cu o singură culoare, aceea a așa zisului «grès Houiller» atribuit de el terenurilor secundare (terrains secondaires). Nu încapă îndoială însă, că această reprezentare este numai rezultatul unei generalizări care privește întreaga Zonă marginală.

După anul 1822, o întreagă serie de lucrări, deseori citate în bibliografiile studiilor geologice care se referă la Carpații orientali, cum sunt cunoscutul «Journal d'un voyage minéralogique» al lui LILL VON LILIENBACH (7), din anul 1833, raportul lui AMI BOUÉ (8) din 1836 etc., trec sub tăcere nu numai regiunea noastră dar chiar întreaga Zonă marginală a Flișului și *a fortiori* Zona miocenă.

Nici studiul lui M. H. COQUAND din 1867 asupra zăcămintelor petrolifere din Valahia și Moldova (9) nu face excepție, decât *pro parte*, întrucât cuprinde câteva date asupra structurii geologice a împrejurimilor Tg. Ocna, Slănicului și Moineștilor. De altfel, aceste date nu mai au astăzi decât o valoare istorică.

Abia în 1876 apare prima lucrare care, dacă nu se referă la regiunea dintre Râșca și Agapia, privește o regiune imediat vecină și în prelungirea ei. Este vorba de cunoscuta lucrare a lui K. M. PAUL (10) «Grundzüge der Geologie der Bukowina» însoțită de o hartă detaliată la scara 1:288.000. Progresul realizat cu acest studiu, în stratigrafia Flișului marginal și Miocenului este destul de important.

După această lucrare a lui K. M. PAUL, stratigrafia Carpaților Flișului progresează într'un ritm ceva mai viu. Nu puțin au contribuit în această privință studiile dintre anii 1877—79 datorite lui K. M. PAUL și E. TIETZE (11).

Deaceea, nu este deloc de mirare dacă în lucrările lui GR. COBĂLCESCU —primul geolog care se interesează de regiunea dintre Râșca și Agapia—găsim începând chiar din 1882 date foarte apropiate de realitate asupra structurii geologice a regiunii noastre.



GR. COBĂLCESCU expune rezultatele sale mai întâi accidental într-o notă publicată în « *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt* » din Viena în 1882 (12), apoi într-o comunicare mai amplă din același periodic, dar mai ales în două lucrări (13 și 14) apărute la Iași, ambele din anul 1883.

După acest autor, Sarmațianul, pentru care dânsul propune în general o diviziune tripartită, începe în regiunea noastră la E de o linie care ar trece pe la W de Mălini, Sasca, Bogata, Reucești, Boiștea, Țibucani, etc. Limita dată de el este în cea mai mare parte exactă.

GR. COBĂLCESCU deosebește în formația saliferă sau secunda formațiune mediterană din Jud. Neamț, trei orizonturi (sau sisteme cum le numește el): unul inferior, altul mediu și al treilea superior.

Orizontul inferior conglomeratic ar sta pe V. Seacă, afluent al Topoliței, direct și discordant peste sisturile menilitice oligocene. În aceste conglomerate, GR. COBĂLCESCU citează blocuri de cuarț alb precum și blocuri din Oligocen, constituite atât din gresie albă de Măgura, cât și din menilite. Tot el stabilește identitatea acestor conglomerate cu cele din D. Filioru și Culmea Pleșu. Peste conglomerate ar sta, la V. Seacă, câteva bancuri de calcar verzui și marne albastrii (13, pag. 56).

Deasupra lor urmează, după GR. COBĂLCESCU, « *sistema gypsiferă* » — orizontul mediu — constituită din marne transgresive care, la partea superioară, cuprind gresii gipsoase și bancuri de gips. Sistema gipsiferă se încheie, după dânsul, cu o alternanță puternică de marne și luturi (13, pag. 56).

La partea cu totul superioară a formațiunii salifere ar urma *sistema superioară*, constituită din gresuri grosiere (13, pag. 56).

Relativ la sare, GR. COBĂLCESCU emite părerea că ea este situată la baza sistemii gipsoase și aci citez textual « *imediat deasupra sistemii inferioare, căci la acest nivel se află masele ce aflorează spre SE de Vf. Pleșului, nu departe de Oglinzi și sorgintele sărate ale Pârâului Sărata. . . În acelaș caz se află și sorgintele sărate ce am semnalat la Valea Seacă, acele dela E de Filioara și în fine acele, mai bine cunoscute, dela Bălțătești* » (13, pag. 57).

Sistema inferioară, în care sunt cuprinse conglomeratele, ar putea, după GR. COBĂLCESCU, fie să facă parte integrantă din ceea ce dânsul numește *Formațiunea Saliferă (Mediteran superior)*, fie să reprezinte prima *Formațiune Mediterană* (13, pag. 60).

În privința Oligocenului, acestuia trebuie atribuite, după dânsul, atât gresul de Măgura cât și menilitele și marnele inframenilitice.

Din acest capitol al « *tărâmurilor oligocene* » aflăm că « *Sistema Menilitică și gresul de Măgura constituie împreună în districtul Neamțului, toată catena ce se prelungește la stânga râului cu acest nume, dela Pipirig până la confluența*





acestui râu cu Nemțișorul, apoi catena ce desparte Dumesnicul de Secul, aceea dintre Secul și Topolița numită Sirghia, catena Sihlei prin care se continuă spre S, dealungul bazinului Cracăului, până la orașul Piatra » (13, pag. 65 și 66).

Doi ani mai târziu, în 1885, regiunea dintre Râșca și Agapia este vizitată de GR. ȘTEFĂNESCU și C. BOTEA, membrii Biroului Geologic.

GR. ȘTEFĂNESCU arată, într'un mod destul de confuz de altfel, în raportul său (15), — după cât se pare redând rezultatele lui C. BOTEA — că Miocenul formează întreaga regiune a Bălțăteștilor, fiind constituit din argile salifere cu intercalații de gipsuri și nisipuri gipsoase.

Tot acest autor arată, de data aceasta probabil după propriile lui observații, că limita de SW a Miocenului o constituie o linie ce ar trece prin Slătioara și M-rea Râșca și s'ar termina la Brusturi, în timp ce spre E acest etaj s'ar întinde până la Siret.

După cum lesne se poate vedea, Miocenul astfel delimitat de GR. ȘTEFĂNESCU nu este altceva decât Sarmațianul din marginea de W a Podișului moldovenesc.

Este demn de reținut că dânsul este primul autor care atrage atenția asupra abundenței fosilelor din « sistemul miocenic » dela Râșca, asupra existenței unor gipsuri dela Slătioara, precum și a lignitului dela Bogdănești.

La capitolul Eocenului, confuzia este și mai mare, ceea ce dovedește graba cu care s'a lucrat.

Nu numai Flișul marginal din regiune dar și cel intern dela W, până la Borca, este atribuit de GR. ȘTEFĂNESCU, Eocenului, deși C. BOTEA era înclinat să considere acest vast teritoriu ca alcătuit din sedimente de vârstă cretacică.

Rezultatele acestor doi autori nu constituie un progres față de lucrările lui GR. COBĂLCESCU, ci dimpotrivă. Dealtfel, ei par a fi ignorat complectamente studiile contemporanului lor dela Iași.

Ceva mai târziu, în 1899, TH. NICOLAU publică un opuscul de trei pagini, în care descrie amănunțit trei tipuri de roce din Șisturile verzi remaniate în conglomeratele din D. Cetății Neamțului (16).

TH. NICOLAU face uz cu multă competență de microscopul polarizant.

Abia în 1907 găsim din nou câteva date inedite asupra regiunii noastre, cuprinse și acestea numai în mod incidental, într'o lucrare a lui S. ATHANASIU (17).

S. ATHANASIU separă în Culmea Pleșu două serii de conglomerate: una, inferioară care, deși în partea de E a Pleșului stă direct pe șisturi menilitice este lipsită de elemente din Flișul oligocen, și alta superioară, în care aceste elemente ar fi prezente.



După acest autor, prima serie de conglomerate trebuie considerată ca reprezentând un facies de coastă al Oligocenului superior, în timp ce cea de a doua serie aparține Miocenului.

În 1911, tot S. ATHANASIU determină un exemplar de *Favosites* cf. *polymorpha* GOLDFUSS, găsit într-un bloc din conglomeratele eocene din D. Muncelul Agapiei (18).

În 1917, același autor exprimă incidental părerea (19) că în Saliferul din regiunea noastră ar exista două fâșii de conglomerate: una, internă, în contact imediat cu Flișul, reprezentată la Bălțătești, Văratec, Agapia, Râșca și Cămeșoiu, și altă fâșie externă, reprezentată prin conglomeratele din Culmea Pleșu.

În fine, în 1919, tot într-o notă a lui S. ATHANASIU (20), găsim câteva date asupra constituției Sarmațianului dintre Râșca și Culmea Pleșu precum și unele evaluări aproximative ale rezervelor de lignit de pe pâraiele Seaca, Săcuța și Moșa din Vestul satului Boroaia.

În 1938, I. ATANASIU publică și dănsul o nouă lucrare asupra regiunii dintre Neamț și Cuediu (21).

În această lucrare, o notă foarte concisă de numai 7 pagini, I. ATANASIU prezintă structura geologică a acestui sector al Carpaților, într-o lumină cu totul nouă.

În primul capitol consacrat tectonicii, el afirmă dintr'un început că în această regiune sunt vizibile două pânze: una superioară, pe care o denumește Pânza marginală, și alta inferioară, pe care o denumește Pânza submarginală.

Pânza superioară este constituită din Senonian cu Inocerami și Paleogen de facies marginal și formează cea mai mare parte a vechii Zone marginale. Cea inferioară, Pânza submarginală, se deosebește din punct de vedere petrografic de prima, în special prin giganticele conglomerate verzi care invadează Oligocenul superior, înlocuind disodilele și Gresia de Kliwa.

După I. ATANASIU, la N de P. Neamț, Pânza marginală acoperă complet pe cea submarginală, venind direct în contact cu Zona neogenă. Totuși, ea apare din nou spre E, de sub această zonă, în Culmea Pleșu, ale cărei conglomerate sunt, după dănsul, de vârstă oligocenă.

Tot de vârstă oligocenă consideră și conglomeratele dela Gărcina. Acest fapt îl obligă să admită că marnele cu gipsuri neogene de sub aceste conglomerate trebuie considerate ca apărând în fereastră.

Spre Sudul regiunii, fruntea Pânzei marginale — în înțelesul pe care i-l dă I. ATANASIU — se retrage spre interior, descoperind pe cea submarginală pe o mare întindere spre W până în apropiere de Buhalnița. Fereastră Bran-Dumesnic—Cracău, care este pentru prima oară citată în literatura geologică, arată amplitudinea considerabilă a șariaului.





În cel de al doilea capitol, consacrat stratigrafiei, I. ATANASIU face o paralelă între termenii stratigrafici ai celor două unități, insistând asupra diferențelor de facies pe care le prezintă mai ales Oligocenul.

În anul 1941, într-o comunicare preliminară pe care noi am prezentat-o într'una din ședințele Institutului Geologic (22), actualmente (1949) încă sub tipar, am arătat existența în Flișul marginal de pe V. Neamțului și V. Râșcei a mai multor zone anticlinale care se scufundă succesiv spre N, începând dela exterior spre interior.

Tot cu această ocazie am atras atenția asupra asimetriei Ferestrei Bran—Dumesnic—Cracău, precum și a existenței unui anticlinal «à rebours», pe care l-am denumit Anticlinalul «à rebours» Straja—Dumesnic.

Încă de atunci am adus argumente pentru vârsta miocenă a Conglomeratelor de Pleșu, am atras atenția asupra Gresiei de Moîșa de deasupra lor și am indicat detaliat limitele a două aflorimente de marne brune, bituminoase, oligocene, pe P. Catrinei (P. lui Chitan) în dreptul satului Nemțișoru, sub aceste conglomerate.

În afară de acestea, am arătat că la baza Conglomeratelor de Pleșu există un orizont gresos-marnos care se așează discordant pe o suprafață de eroziune a marnelor bituminoase oligocene.

În fine, am indicat prezența unei serii marnoase pe flancul de NE al Conglomeratelor de Pleșu la izvorul Pârâului Slatina, serie cuprinzând un izvor sărat foarte concentrat, situat pe aceeași linie cu alte izvoare saline dela exteriorul Culmii Pleșu.

La data comunicării la care mă refer, consideram această serie marnoasă de pe flancul anticlinalului Pleșu ca fiind de vârstă mai veche decât conglomeratele.

În 1943, tot I. ATANASIU dă la iveală un studiu amănunțit al faciesurilor Flișului marginal din partea mijlocie a Carpaților orientali (23), care îmbrățișează și partea de S a regiunii noastre.

I. ATANASIU distinge în acest sector al Carpaților patru pânze, caracterizate prin patru faciesuri deosebite și anume: Pânza Gresiei de Tarcău, Pânza de Tazlău (sau Pânza intermediară) Pânza marginală și Pânza submarginală.

Pânza Gresiei de Tarcău, întinzându-se dinspre S numai până în V. Bistriței, nu interesează regiunea noastră.

Pânza de Tazlău este constituită, după I. ATANASIU, din sedimente aparținând Oligocenului, Eocenului, Senonianului și poate și Stratelor de Audia.

Eocenul, elementul caracteristic al acestei pânze, prezintă un facies intermediar între cel al Eocenului Pânzei de Tarcău și cel al Pânzei marginale. El este alcătuit din pachete de gresii de tip Tarcău alternând cu pachete de Eocen calcaros, marnos, de tip marginal.



Acestei Pânze de Tazlău ar aparţine, după o bănuială exprimată de I. ATANASIU, cel puţin în parte, zona largă a Stratelor cu Inocerami din V. Bistriţei şi, judecând după schiţa care întovărăşeşte acest studiu, şi prelungirea ei spre N până dincolo de Ozana.

Pânza marginală, în sensul restrâns pe care îl acordă dânsul, se caracterizează în special printr'un Eocen marnos-calcaros, lipsit de gresii micacee de tip Tarcău.

La baza Oligocenului, I. ATANASIU citează în solzii occidentali un pachet de Gresie de Lucăceşti. Aceasta ar fi înlocuită în solzii orientali prin Stratele de Bisericiani.

Pe alocuri, dânsul găseşte la partea superioară a Pânzei marginale un Miocen caracteristic, pe care-l denumeşte Miocen intramarginal.

În fine, Pânza submarginală are caracterele deja cunoscute din lucrarea lui I. ATANASIU, din 1938; ea se deosebeşte adică printr'un facies conglomeratic al Oligocenului superior, dezvoltat în detrimentul Gresiei de Kliwa. Peste acesta stă un Miocen verde, bogat, după dânsul, în fragmente de elemente verzi, diferit de Miocenul cenuşiu care formează cea mai mare parte a zonei pericarpatică în Bacău şi Neamţ.

Foarte de curând şi anume în 1945, I. P. VOITEŞTI reia problema Conglomeratelor de Pleşu şi a celor similare din regiunea noastră şi de mai la S (24), atribuindu-le Burdigalianului inferior.

În nota pe care a publicat-o asupra acestor conglomerate, el discută profilul de pe P. Catrinei, profil care, cu onestitatea care-l caracteriza, recunoaşte că i-a fost prezentat de noi.

În desacord cu autorul rândurilor de faţă, VOITEŞTI emite părerea că aflorimentele de Oligocen şi Strate de Bisericiani pe care i le-am arătat pe teren, trebuie considerate ca fiind clipe de rabotaj tectonic.

Tot în această excursie comună am descoperit, în seria marnoasă de pe P. Slatina din satul D. Cetăţuia, tufuri dacitice şi un banc de gips. Aceasta ne-a determinat s'o considerăm de astă dată mai nouă decât conglomeratele, atribuind-o Helveţianului, fapt pe care profesorul I. P. VOITEŞTI a avut şansa să-l consemneze în nota din 1945 înaintea noastră.

În afară de aceasta I. P. VOITEŞTI arată că, după părerea sa, în Conglomeratele de Pleşu se pot distinge trei zone de variaţii în sedimentarea lor. Tot în această notă dă o încercare de orizontare a depozitelor miocene de deasupra lor şi aduce unele argumente împotriva existenţei Pânzei submarginale.

Ultima lucrare, care se referă la regiunea noastră şi anume la Zona miocenă, este o notă încă sub tipar pe care am prezentat-o în anul 1946 într'una din şedinţele Institutului Geologic. În această notă (25) am arătat prezenţa în subsolul Culmii Pleşu nu numai a menilitelor oligocene, ci şi a Stratelor de



Bisericiani. Am mai semnalat deasemenea prezența unor conglomerate în orizontul mediu al Miocenului la Grumăzești. Tot atunci am propus o orizontare tripartită a Miocenului supraconglomeratic și am arătat prezența unui anticlinal faliat la Topolița, a altui anticlinal, la Ceahlăești precum și a anticlinalului secundar W Văratec.

Evident, în afară de aceste lucrări, regiunea dintre Râșca și Agapia este cuprinsă și în întinsele suprafețe la care se referă sintezele geologice ale lui V. UHLIG, L. MRAZEC, I. P. VOITEȘTI, precum și ale lui G. MACOVER și D. M. PREDA. Privind în special tectonica, ele vor fi analizate la capitolul respectiv.

## STRATIGRAFIA

În regiunea dintre Râșca și Agapia se întâlnesc patru unități geologice distincte și anume: Pânza marginală, Autohtonul submarginal din Fereastră Bran — Dumesnic — Cracău, Zona miocenă și Sarmațianul.

Pânza marginală ocupă jumătatea de SW a regiunii și coincide cu zona ei muntoasă.

Autohtonul submarginal este vizibil numai în Fereastră Bran — Dumesnic — Cracău, dealungul Pârâului Branului, precum și pe o mică porțiune a pârâielor Dumesnic și Cracău, la izvoarele lor.

În ce privește Zona miocenă, aceasta este situată la Estul Pânzei marginale și coincide cu Depresiunea Neamțului și Culmea Pleșu, reunite. Lărgimea ei nu este constantă și crește treptat dela NW la SE.

În sfârșit Sarmațianul, care alcătuiește colțul de NE al regiunii, nu este decât un sector neînsemnat din marginea de W a Podișului moldovenesc.

În cele ce urmează vom trata separat, în capitolele distincte, stratigrafia fiecăreia din cele patru unități enumerate.

Dintru început atragem atenția asupra faptului că vom întrebuința termenii de Senonian, Eocen, Oligocen, în sensul mai mult sau mai puțin convențional pe care ei îl au în lucrările cele mai noi asupra Carpaților orientali și pe care-l vom defini la începutul fiecărui capitol.

Caracterul lor convențional s'a născut din nevoia de a denumi într'un fel, cât mai apropiat de realitate, serii de strate a căror vârstă nu poate fi stabilită în mod riguros din cauza lipsei de probe paleontologice.

Întrebuințarea acestor termeni nu poate aduce niciun prejudiciu, dacă nu se pierde din vedere convenția care stă la baza lor.

Evident, orice încercare de a paraleliza aceste formații cu altele, a căror vârstă a fost determinată cu precizie, trebuie făcută cu toată prudența.



## I. PÂNZA MARGINALĂ

În regiunea dintre Râşca şi Agapia, Pânza marginală este încadrată de zona Şisturilor negre la W şi Zona miocenă la E.

Studiile noastre nu au cuprins însă întreg acest teritoriu. Într'adevăr, spre W cercetările noastre s'au întins numai până la o linie N—S din faţa Şisturilor negre. Ne-am oprit la această linie întrucât problemele legate de zona Şisturilor negre urmau să facă obiectul studiilor lui G. CERNEA, care, dealtfel, şi-a şi expus în mai multe rânduri rezultatele.

La alcătuirea Pânzei marginale iau parte Senonianul, Eocenul şi Oligocenul, a căror descriere o vom face în capitole separate.

### A) SENONIANUL

a) **Generalităţi.** Am atribuit Senonianului un pachet de strate marnoase, calcaroase, şi gresoase, cu rare fragmente de Inocerami, al căror fundament, acolo unde apare, este constituit din Şisturi negre şi care suportă, în continuare de sedimentare, baza Eocenului reprezentată prin Stratele tisaroidale.

Acest pachet de strate a fost considerat mai întâi de S. ATHANASIU ca aparţinând Bartonianului. Astfel, în colecţia Institutului Geologic se pot vedea roce tipic senoniene, colecţionate de dânsul din regiunea noastră, încă din anul 1904. Etichetele scrise chiar de S. ATHANASIU indică vârsta bartoniană.

Aceeaşi eroare o găsim şi în raportul său de activitate pe anul 1906 (26, pag. XLIX). Într'adevăr, în acest raport publicat în 1908, SAVA ATHANASIU afirmă că: « Bartonianul constituie bazinul Largului, Hangului, al Buhalniţei, etc. », de sub el apar în câteva locuri « Şisturile negre caracteristice ale Straturilor de Audia ». Toată această zonă atribuită de dânsul Bartonianului coincide de fapt cu zona largă de Senonian, din partea de W a Flişului marginal de pe V. Bistriţei, zonă care se prelungeşte spre N şi în regiunea noastră.

Deasemenea, din raportul de activitate al lui S. ATHANASIU pe anii 1908—1910 (27, pag. LVII) reiese şi mai clar că dânsul cuprindea sub denumirea de Bartonian, nu numai seria noastră eocenă de azi, ci şi Senonianul.

Prima dovadă de existenţa unor strate de vârsta Senonianului în Flişul marginal din Carpaţii orientali este un fragment de *Inoceramus* sp., rău conservat, găsit de L. MRAZEC pe P. Bighirea de lângă P. Neamţ.

L. MRAZEC însuşi n'a dat prea mare importanţă acestei descoperiri, asupra căreia dealtfel n'a publicat nimic. Din această cauză fragmentul de *Inoceramus* de pe V. Bighirii trece aproape neobservat şi este menţionat numai accidental într'o lucrare a lui W. TEISSEYRE (28, pag. 20) din 1907, publicată cu ocazia celui de al treilea congres internaţional de petrol.





În August 1909, G. BOTEZ găsește și el la Larga, lângă Tg. Ocna, un fragment de *Inoceramus* (29), de data aceasta mult mai complet, fragment pe care reușește să-l determine ca *Inoceramus salisburgensis* FUGG. et KAST.

Cu aceasta G. BOTEZ face dovada deplină a existenței Cretacicului superior (cum afirmă dânsul cu multă prudență) în Flișul marginal al Carpaților Moldovei.

După 1909 toți geologii care lucrează în această Zonă a Flișului, separă în baza complexului dintre Stratele de Audia și Oligocen, un pachet de strate mai mult sau mai puțin gros, pe care-l atribue Senonianului. Partea superioară a complexului rămâne la Eocen.

Deosebiri de la autor la autor, în privința grosimilor atribuite acestor două serii, se datoresc limitei dintre ele, care la cei mai mulți este arbitrară. În special trebuie amintită o lucrare recentă a lui I. P. VORTEȘTI (30, pag. 282), în care acesta atribue aproape tot Senonianul de pe V. Bistriței Eocenului, revenind astfel aproape complet la prima concepție a lui S. ATHANASIU.

b) **Răspândire.** În Senonianul din regiunea noastră se pot distinge patru zone mai mult sau mai puțin independente.

Zona cea mai de W este o zonă largă, continuă, acoperită de Paleogen doar în dreptul Vârfului Deleleului și Chițigăii de Sus, pe o suprafață relativ mare. Dat fiind că maximum de extensiune al ei se găsește pe pârâul și în comuna Pipirig, am denumit-o zona Pipirigului.

Zona senoniană a Pipirigului intră în regiune prin colțul ei de NW, ca o zonă largă de numai 3 km. De aci se îndreaptă spre S și crește în același timp în lățime, până în dreptul Pipirigului, unde măsoară (dela limita cu Șisturile negre) peste 8 km și comunică larg spre E cu cea de a doua zonă senoniană. În fine, dela Pipirig își menține aceeași lățime până la ieșirea ei din regiune.

Cea de a doua zonă senoniană se face evidentă, începând dinspre NW, mai întâi prin două petece alungite, unul pe P. Pietroasei, lângă satul Văleni, iar al doilea, mult mai lung pe V. Râșca Mare, în dreptul Pârâului Arinului și Varniței. Caracterul de zonă continuă îl capătă abia în dreptul Râșcuței. Din această vale, unde măsoară numai 400 m lățime, se îndreaptă spre SSE, taie Valea Nemțișorului și trece peste Plaiul Olteanului, lărgindu-se brusc. Ea poate fi urmărită apoi la Estul Oligocenului din Fereastră Bran—Dumesnic—Cracău, prin Chitele Secului, până la Fundul Cracăului.

Această zonă, pe care o denumim zona Plaiului Olteanului—Chitele Secului, atinge maximum de lățime pe P. Dumesnic, unde prezintă un ieșind spre E, către M-reă Șehăstria și măsoară peste 4 km. Tot în acest loc este acoperită pe suprafețe destul de mari de mai multe petece de Paleogen.



A treia zonă senoniană, zona Dobreanu-Serghie, apare de sub Eocen pe D. Rusu Mare. După ce traversează V. Nemțșorului se îndreaptă spre SSE și constituie sectorul cel mai înalt al Culmii Dobreanu. De aci spre S taie P. Neamțului, continuă peste P. Secu pe la E de mănăstirea cu același nume, trece prin partea de W a Poienii Serghie și apoi părăsește regiunea în dreptul Vârfului Ciungi.

Mai îngustă decât cele două precedente, această zonă atinge maximum de lărgime în dreptul M-rii Secu unde nu măsoară însă decât aproximativ 1,7 km. Lărgimea ei medie este de numai 1 km.

În sfârșit, ultima zonă senoniană, Zona Muncelul Agapiei, apare de sub Eocen mai întâi sub forma a două mici petece, din care unul pe P. Magherniței, iar altul în D. Brăileanca. Caracterul de zonă continuă îl capătă însă abia din dreptul Poienii Grajdurilor. De aci ea poate fi urmărită spre S, peste P. Neamțului, în Muncelul Agapiei și apoi în D. Mare—Văratec, unde comunică pe o mică distanță cu zona Dobreanu Serghie.

Este demn de remarcat că dezvoltarea în suprafață a celor patru zone senoniene, atât în sens transversal, cât și în sens longitudinal (către N) scade dela prima la ultima, dela zona Pipirigului la zona Muncelul Agapiei. Aceasta din urmă este nu numai cea mai îngustă, dar și cea care dispare mai repede spre N.

c) **Descrierea petrografică și paleontologică.** Din punct de vedere petrografic, Senonianul este constituit, în ansamblul său, dintr'un complex de strate marnoase, calcaroase, în care se găsesc în mod subordonat și gresii. Rocalele cele mai tipice și mai frecvente din acest complex sunt niște marno-calcare fine, de un cenușiu deschis, cu Fucoide. Lôr li se asociază gresii calcaroase, glauconifere, cenușii sau cenușii-albăstrui, apoi calcare organogene dure, vinete-cenușii, calcare ce sunt cel puțin tot atât de frecvente ca marno-calcarele cu Fucoide.

În afară de acestea, atât pe suprafețele gresiilor glauconifere, cât și pe cele ale calcarelor organogene dure, se observă câteodată un strat foarte subțire de conglomerat cu elemente verzi, mărunte.

În fine, uneori se mai întâlnește un banc de gresie micaferă subțire. Seria se încheie de obicei cu calcare organogene cu spicule de Spongieri.

α) Marno - calcarele fine cenușii cu Fucoide și fragmente de Inocerami sunt mai frecvente în baza Senonianului și se prezintă ca bancuri de 10—30 cm grosime. Bancurile de marno-calcare sunt separate prin intercalații de marne moi, verzi. Prin îmbibare cu apă, aceste marne verzi devin foarte puțin consistente și alunecă la vale, dând naștere la importante pornituri. Porniturile abundă în Senonian, mai ales în locurile despădurite. Citez, pentru dimensiunile lor puțin obișnuite, pe cele



de pe Poiana Pahumei, la fundul Agăpiei, precum și pe cele din fundul Pârâielor Măceșului și Cârlanului la SE de Vf. Mare.

Marno-calcarele fine, cenușii au un aspect foarte caracteristic, ceea ce le face ușor de recunoscut. Pe suprafețele lor prezintă întotdeauna numeroase Fucoide de diferite forme și dimensiuni. Nenumărate diacclaze fine de 0,1—1 mm, în general rectilinii, pline cu calcit larg cristalizat, le străbat în toate direcțiile.

Datorită compoziției lor chimice, ele sunt foarte indicate pentru fabricarea cimentului.

Cele mai frecvente fosile din aceste marno-calcare sunt Fucoidele din care am putut determina *Taonurus* cf. *briantheus* c. p. FISCHER O. *Caulerpites lehmanii* FUCHS și *Münsteria annulata*.

În afară de Fucoide ele mai conțin rare fragmente de Inocerami. Din toată regiunea am recoltat un singur individ întreg care n'a putut fi degajat din rocă și a cărui determinare nesigură îl arată ca aparținând probabil speciei *lamarcki*. Cele mai numeroase fragmente par să aparțină speciei *Inoceramus salisburgensis* FUGG. et KAST.

Pentru studiul microscopic al marno-calcarelor cenușii cu Fucoide, am utilizat 10 secțiuni. Din acestea, am reținut ca tipică o secțiune printr'un eșantion provenind din P. Nilului. Iată descrierea ei detaliată:

#### Secțiunea nr. 9<sup>1)</sup>

Locul: P. Nilului (la izvoarele lui).

Masa fundamentală a rocei este constituită în cea mai mare parte din carbonat de calciu criptocristalin și puțină argilă.

Materialul detritic: foarte puține granule de cuarț extrem de mici.

Minerale autigene: pirită, fie ca globule răspândite ici colo în secțiune, fie ca plaje mai mari și pe alocuri mai frecvente, fie umplând interiorul micro-organismelor; calcit în numeroasele diacclaze subțiri de 0,015-0,05 mm, rectilinii, care străbate roca în toate sensurile.

În ce privește resturile de organisme, se observă că aproape toată masa rocei este constituită din Coccolithophoridae cu formă bacilară sau sferică vizibile numai cu un măritor puternic. Se mai observă rare spicule calcificate de Spongieri tetractinelizi, deasemenea rare Foraminifere (*Globigerine* și *Textularii*) conservate în calcit dar cu interiorul plin cu pirită.

Celelalte 9 secțiuni, provenind din diverse puncte din regiune, permit să se verifice și la microscop uniformitatea remarcabilă a acestor marno-calcare.

Se observă totuși câteva extrem de mici deosebiri.

<sup>1)</sup> Toate secțiunile subțiri citate în prezenta lucrare aparțin colecției autorului și poartă numărul de ordine din această colecție.

Astfel unele secțiuni conțin rare granule de glauconit foarte mici, iar altele, rare prisme de Inocerami, sau fragmente brune opace de materie organică, probabil vegetală.

În rezumat, roca este un marno-calcar cenușiu cu Fucoide, Coccolithophoridee, spicule de Spongieri calcificate și rare Foraminifere.

Prezența Coccolithophorideelor, a Globigerinelor și Textulariilor arată că avem de a face cu un depozit pelagic (31, pag. 123) care a luat naștere sub un climat cald (31, pag. 124), iar prezența unor organisme mari, bentonice, cum sunt Inoceramii, arată că aceste depozite s'au format la mică adâncime însă departe de țărm.

β) Gresii calcaroase glauconifere, cenușii și cenușii-albăstrui, cu Inocerami sunt mai frecvente în partea de mijloc a Senonianului.

Aceste gresii dure, fine, cu spărtură uneori colțuroasă, alteori desfăcându-se după planele de stratificație, se prezintă în bancuri groase de 10—20 cm, intercalate între marne verzi moi.

Ele sunt străbătute de diaclaze de diferite dimensiuni, variind între 1—8 mm și chiar mai groase, pline de calcit. Pe suprafețele de separație, prezintă uneori hieroglife și fragmente de Inocerami.

Prin alterare devin cenușii, gălbui în interior și galbene-fumurii pe fețele expuse.

Pe spărtura proaspătă a acestor gresii se văd numeroase puncte verzi, care nu sunt altceva decât granule de glauconit.

Pentru studiul microscopic al gresiilor calcaroase glauconifere am utilizat 3 secțiuni. Din acestea am reținut ca tipică o secțiune printr'un eșantion provenind din Poiana Vădurele. Iată descrierea ei detaliată:

#### Secțiunea nr. 55

Data colecționării eșantionului: 1938.

Locul: P. Râșca Mare, în colțul de E al Poienei Vădurele Slătioara.

Cimentul calcaros este constituit din calcit larg cristalizat.

Materialul detritic este constituit în cea mai mare parte din cuarț, care alcătuiește până la 60% din masa roci.

Cuarțul se prezintă în granule colțuroase de dimensiuni mijlocii, în general de 0,1 mm.

În afară de cuarț se mai observă multe fragmente mici de cuarțit, tot de 0,1 mm, fragmente de silex (calcedonit) și lamele de muscovit. Ici, colo, apar lamele de biotit, fragmente de plagioclaz nealterat, maclat după legea albitului, mici fragmente de calcar organogen și foarte rare cristale de zircon.

Ca minerale autigene se observă un număr relativ mare de granule de glauconit, cu conturul în general net și cu diametrul de cca 0,16 mm.





Resturile de organisme sunt foarte puține și anume numai trei fragmente de Truncatuline și alte câteva fragmente de organisme nedeterminabile, în toată secțiunea.

Celelalte două secțiuni prezintă oarecare deosebiri față de secțiunea-tip.

Astfel materialul detritic cu dimensiuni între 0,03—0,06 mm, deși identic ca natură, este în ambele secțiuni în cantitate mai mică (circa 30% din masa roci) față de ciment (care ajunge până la 60% din rocă).

La mineralele autigene se adaugă pirită în cantitate mică. În ce privește resturile de organisme, acestea sunt ceva mai numeroase într-una din secțiuni provenind de pe P. Săscuța (afluent al Neamțului). Ea conține în plus câteva Globigerine cu testul gros, un fragment de Inoceram și unul de Briozoar.

În concluzie, roca este o gresie calcaroasă glauconiferă cu puține Foraminifere și fragmente de Inocerami.

γ) Calcarele organogene, dure, vinete-cenușii, predomină în partea de mijloc și cea superioară a Senonianului și împreună cu marno-calcarele cu Fucoide constituie în cea mai mare parte această serie.

Pe teren, calcarele organogene vinete-cenușii arată uneori treceri gradate la gresiile glauconifere.

Privite în lumină puternică, ele prezintă scilipiri asemănătoare cu ale zahărului, fapt care ne-ar putea face să credem că avem de a face cu roce psamitice. În realitate, această impresie se datorește nenumăratelor cristale de calcit care le alcătuiesc și nu unor fragmente detritice de care sunt lipsite aproape cu totul.

Pe planurile lor de stratificație se observă deseori fragmente de Inocerami (cei mai numeroși fiind legați în Fliș de aceste calcare), uneori hieroglife și rare urme cărbunoase. Ele sunt străbătute de puține diaclaze neregulate, groase de 1—3 mm, pline cu calcit.

Pentru studiul microscopic al calcarelor organogene vinete-cenușii am utilizat două secțiuni. Din acestea am reținut ca tipică secțiunea a cărei descriere detaliată o dăm mai jos:

Secțiunea nr. 96

Data colecționării eșantionului: 1939.

Locul: Coasta Fagului, N cota 912, Pipirig.

Masa fundamentală a roci este constituită din carbonat de calciu criptocristalin care prezintă structură organică.

Ca minerale detritice găsim rare granule de cuarț alcătuind abia 2—3% din rocă și numai câteva cristale de zircon.

Mineralele autigene sunt prezente dar în cantitate mică. Glauconitul ajunge abia 1—2% din masa roci. Se mai vede foarte puțin calcedonit în cavitățile unora dintre microorganisme, cele mai multe dintre ele, chiar cele silicioase, fiind însă conservate în calcit. Pirită, în cantitate foarte mică, umple



şi ea cavităţile altor microorganisme. În fine, secţiunea mai arată puţin limonit ca plaje neregulate, precum şi un cristal de apatit autigen.

Resturile de organisme sunt extrem de numeroase. Aproape întreaga masă a rocei este alcătuită din fragmente organice nedeterminabile; în afară de acestea, se mai observă câteva Truncatuline, Globigerine şi Radiolari, conservaţi în calcit precum şi două Rotalide mari.

Cealaltă secţiune, provenind dintr'un eşantion din Plaiul Dobreanului (dela SE de cota 911), prezintă deosebiri mici faţă de cea tip. Astfel, masa fundamentală a ei este constituită tot din calcit, dar larg cristalizat, iar pirita autigenă constituie agregate cu contur hexagonal rhombic sau dreptunghiular care trădează o pseudomorfoză, probabil după magnetit, în octaedri.

Rezultă că roca este un calcar organogen cu foarte puţine Foraminifere.

Faptul că aceste calcare sunt constituite, în cea mai mare parte, din resturi de schelete organice fin triturate, ne face să bănuim că ele s'au format dintr'un măr calcaros provenit probabil din desagregarea unui calcar preexistent.

8) Conglomeratele mărunte cu elemente verzi se găsesc asociate, fie cu calcarele vinete-cenuşii, fie cu gresiile glauconifere. Ele formează un strat foarte subţire pe suprafeţele acestor roce, fiind un constituent petrografic destul de rar, dar interesant al Senonianului.

Elementele care intră în alcătuirea lor au dimensiuni care variază între 2—7 mm, rar mai mult. Culoarea verde se datoreşte fragmentelor de şisturi verzi (şisturi cloritoase cu cuarţ) care predomină faţă de cele de Melobesiee, cu care sunt asociate. Alteori, dar mult mai rar, raporturile sunt inversate. În acest caz, conglomeratul trece la un calcar cu Melobesiee şi elemente verzi cu aspect de calcar alb cu pete albe-gălbui.

Studiul microscopic al conglomeratelor cu elemente verzi l-am făcut pe 3 secţiuni din care una tipică, a cărei descriere detaliată o dăm mai jos. Pentru calcarele cu Melobesiee am utilizat o singură secţiune, deasemenea descrisă în mod detaliat.

Secţiunea nr. 91

Data colecţionării eşantionului: 1937.

Locul: V. Dumesnic, la S de confluenţa cu P. lui Chirilă, Pipirig.

Cimentul care leagă elementele conglomeratului este calcaros microgranular şi de origine organică, structura respectivă putându-se observa pe alocuri.

Materialul detritic este constituit din fragmente mari de şisturi verzi (şisturi cloritoase cu cuarţ şi filite), din fragmente mari de Alge calcaroase şi fragmente de cuarţ, cele mai multe colţuroase şi mici, cu diametrul de 0,09—0,1 mm, rar mai mari de 0,3 mm, fragmente de Briozoare, de Echinide şi rare granule mari de 0,16 mm de glauconit.





Mineralele autigene sunt aproape absente, excepție făcând puțina pirită care se găsește răspândită în ciment.

Ca resturi de organisme găsim, în primul rând, Alge calcaroase din grupa Melobesieelor, apoi frecvente Rotalii și Globigerine cu testul calcaros, conservate în calcit și fragmentele de Briozoare și Echinide amintite.

Celelalte două secțiuni se deosebesc numai prin câteva mici detalii de cea tip. Una din ele (printr'un eșantion din D. Dobreanu, dela NW de cota 911) conține, în plus, printre elementele verzi, fragmente de cuarțite și marne iar la grupa mineralelor autigene, glauconit și limonit. Printre resturile de organisme se numără câteva Truncatuline, în schimb este lipsită de Rotalii și Globigerine. Ultima secțiune (printr'un eșantion din malul drept al Agapiei, chiar la mănăstire) prezintă în plus, printre fragmentele detritice, glauconit, iar la grupa mineralelor autigene numai hematit, în timp ce pirită lipsește.

În concluzie, roca este un conglomerat mărunț cu ciment calcaros, cu elemente de șisturi verzi, Melobesiee și Foraminifere. Acest conglomerat s'a format pe socoteala unui țărm constituind Vorlandul regiunii.

Secțiunea nr. 140

Data colecționării eșantionului: 1941.

Locul: W cota 1009, Poiana Preluca de lângă Piciorul Mutului, M-rea Agapia.

Cea mai mare parte din masa rocei este constituită din carbonat de calciu cripto-cristalin provenit din resturi organice.

Materialul detritic este alcătuit, în majoritate, din fragmente mari, rotunjite, de șisturi cloritoase, verzi, cu cuarț și rare granule mari de cuarț cu contur colțuros.

Resturile de organisme cele mai numeroase sunt fie fragmente de Melobesiee, fie fragmente nedeterminabile. În afară de acestea, se mai observă rare fragmente de Rotalii.

Rezultă că roca este un calcar cu Melobesiee și rare elemente de șisturi verzi.

ε) Gresiiile micafere, cenușii, constituie un banc subțire de cca 1 m grosime care se întâlnește uneori, la partea superioară a Senonianului, în calcarele cenușii-vinete.

Ele sunt tot atât de puțin răspândite ca și conglomeratele cu elemente verzi și par să fie mai frecvente spre interiorul Pânzei marginale.

Gresiile micafere cenușii sunt gresii, când cu bobul fin, când cu bobul mijlociu, în general șistoase. Câteodată culoarea lor trece la un galben cenușiu. Intotdeauna prezintă numeroase lamele de muscovit și mai puține de biotit. Pe suprafața unuia din eșantioane se observă un dinte de Pește. Când sunt șistoase, prezintă urme de cărbune și diacłaze cu calcit.



Un eşantion din aceste gresii şistoase, micafer, găsit ca bloc (care nu părea a fi fost mult rulat) pe P. Cârlanului din SW regiunii, la cota 800, prezintă pe suprafaţa sa hieroglifice şi urme problematice cu aspectul unui fagure cu celule hexagonale. Aceste urme hexagonale, denumite *Palaeodictyon* (*Batrachoides nidificans*) şi remarcate demult în Fliş, ar reprezenta după MIRCEA ILIE (32, pag. 4) amprente reticulare lăsate de ouăle unor Batracieni.

Dacă asupra originii organice a acestui *Palaeodictyon* suntem de acord, nu vedem cum un Batracian anur, animal de apă dulce, ar fi putut lăsa urme într'un sediment pur marin, cum este cel în care l-am găsit. În afară de aceasta, nu vedem cum s'ar putea explica lipsa totală a unor asemenea urme în sedimentele depuse în lacurile pliocene din ţara noastră, unde desigur broaştele nu vor fi lipsit. Deaceia, credem că deocamdată problema originii acestor *Palaeodictyon* rămâne încă deschisă.

Pentru studiul microscopic al gresiilor micafer am utilizat o singură secţiune a cărei descriere detaliată o dăm mai jos :

Secţiunea nr. 51

Data colecţionării eşantionului: 1938.

Locul: P. Râşca Mare, în colţul de E al Poienei Popasului, Slătioara.

Cimentul este calcaros microcristalin.

Ca material detritic roca conţine numeroase fragmente colţuroase izometrice de cuarţ, de 0,05 mm diametru. În afară de acestea se mai observă lamele de biotit şi muscovit şi foarte rare cristale de zircon.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin:

Glauconit care constituie cca 3% din masa rocei. În toată secţiunea se observă aproximativ 70 de granule cu un contur net;

Pirită în cantitate relativ mare, alcătuind aglomerate de globule de forme neregulate şi de culoare aurie în lumina reflectată, răspândite în toată masa rocei;

Multă sideroză în romboedri, în majoritate mici de 0,015 mm, dar ajungând uneori chiar la 0,17 mm. Unii au nucleul constituit din calcit, ceea ce dovedeşte că soluţia feriferă a circulat după cristalizarea calcitei;

Mult limonit în plaje neregulate şi de diferite dimensiuni. El s'a născut probabil pe socoteala siderozei.

Resturile de organisme sunt puţin numeroase, reprezentate prin rare prisme de Inocerami, fragmente de Rotalii şi Globigerine.

În rezumat, roca este o gresie calcaroasă cu muscovit, biotit, sideroză şi prisme de Inocerami. Materialul detritic provine probabil dintr'un ţărm constituit din roce de tip carpatic.

După mărimea materialului detritic şi după fragmentele de organisme, mai ales după prismele de Inocerami, rezultă că avem de a face cu o rocă detritică, depusă în zona neritică, într'o mare puţin adâncă.





ζ) Calcarele organogene cu spicule de Spongieri cenușii-vinete sau cenușii-gălbui, se întâlnesc exclusiv la partea superioară a Senonianului.

Macroscopic ele nu se deosebesc întru nimic de calcarele cenușii și vinete-cenușii descrise mai sus, decât uneori prin culoarea ceva mai gălbuie. Spărtura lor este concoidal-colțuroasă și prezintă rare diacleze cu calcit.

Studiul microscopic arată însă unele deosebiri destul de importante față de primele.

Pentru acesta, am utilizat două secțiuni din care una am reținut-o ca tipică. Iată descrierea ei detaliată.

#### Secțiunea nr. 95

Data colecționării eșantionului: 1939.

Locul: Codrul Coastei Fagului, în cariera de lângă șoseaua Pipirig—Tg. Neamț.

Masa fundamentală a rocei este constituită din carbonat de calciu criptocristalin, a cărui structură organică este încă bine vizibilă în lumina naturală.

Materialul detritic, în cantitate foarte mică, este constituit aproape exclusiv din granule de cuarț rotunjite, alcătuind cca 5% din întreaga rocă. Acestora li se adaugă foarte rare cristale de zircon.

Ca minerale autigene se observă:

Mult calcedonit, alcătuind cca 10—15% din masa rocei. El umple cavitățile numeroaselor resturi organice;

Rare granule de glauconit (20 pe toată secțiunea), constituite din agregate granulare, fără peliculă de alterație pe margine;

Două, trei cristale mari de fosfat de calciu gălbui-auriu, transparent, clar, în secțiuni alungite, cu extincție dreaptă și relief puternic, născut probabil din substanța organică a frecventelor microorganisme din rocă;

În fine, numeroase plaje mici de limonit și chiar de hematit, atât în ciment cât și în microorganisme.

Resturile de organisme sunt foarte numeroase.

Aproximativ 80% din masa rocei este alcătuită din fragmente de organisme calcaroase sau silicioase.

Se observă, în primul rând, extrem de numeroase spicule de Spongieri tetractinelizi, secționate în toate pozițiile și pline cu calcedonit, precum și numeroase Textularii și Truncatuline conservate în calcit.

Deasemenea, se pot observa mai puțini Radiolari plini cu calcedonit și rare Globigerine cu testul conservat în calcit iar interiorul plin cu calcedonit.

Cealaltă secțiune (provenind dela izvoarele pâraului care coboară din cota 830 a Măgurii Dumesnicului) prezintă foarte mici deosebiri.



Astfel la grupa mineralelor autigene lipsește limonitul, hematitul și fosfatul de calciu, în plus apare puțină pirită. Resturile de organisme sunt identice. Interesant este că spiculele de Spongieri au uneori peretele calcifiat și interiorul plin cu calcedonit, alteori invers, în fine uneori sunt complet calcificate. Se mai observă câteva Rotalii și fragmente de materie brună, opacă, de origine vegetală.

În concluzie, roca este un calcar organogen cu spicule de Spongieri, Textularii și Truncatuline.

Asupra originii fragmentelor de calcar care-l alcătuiesc nu putem afirma nimic precis. Bănuim numai că el provine sau din triturarea unui calcar pre-existent sau dintr'un recif contemporan sedimentării rocei noastre.

Interesant este că spre deosebire de celelalte calcare din Senonian, conține spicule de Spongieri necalcificate.

d) **Poziția în seara stratigrafică.** Microfosilele din secțiunile subțiri descrise de noi nu dau indicații asupra vârstei stratelor în care le-am găsit.

Dintre macrofosile numai *Inoceramus salisburgensis* FUGG. et KAST. are valoare stratigrafică, fiind caracteristic însă pentru tot Cretacicul superior (dela Coniacian la Danian inclusiv). Din această cauză nu putem ști dacă Stratele cu Inocerami atribuite de noi Senonianului reprezintă toate cele cinci etaje ale lui sau numai o parte din ele.

Spre deosebire de cele constatate de prof. G. MURGEANU în Muntenia (33), Senonianul din regiunea noastră nu prezintă Nummuliti. Pe de altă parte, nu poate fi negată o continuitate de sedimentare dela acesta la Eocen, ceea ce ne obligă să admitem existența probabilă a Paleocenului în Carpații orientali. Asupra acestui fapt s'a atras de altfel atenția de către D. ȘTEFĂNESCU (34, pag. 125) încă din anul 1927.

Bazați pe lipsa Nummulitilor în Senonian, credem că echivalentul Paleocenului trebuie căutat mai curând în complexul pe care l-am atribuit Eocenului. În privința aceasta, înglobarea, de către stratigrafii francezi, a Paleocenului în Eocen, ca orizont inferior al lui, este binevenită.

e) **Grosime și orizontare.** Stabilirea grosimii Senonianului este o problemă foarte dificilă chiar acolo unde fundamentul lui este descoperit. Dificultatea provine din faptul că el este extrem de intens cutat. După toate aparențele, Senonianul are în regiunea noastră o grosime de 600—700 m.

Cu toată grosimea lui mare, el nu se pretează la o orizontare. Putem cel mult stabili o succesiune cu totul generală a sedimentelor care-l alcătuiesc. Astfel, marno-calcarele cenușii cu Fucoide par a fi mai frecvente în baza seriei, gresiile calcaroase glauconifere, în mijlocul seriei, calcarele organogene





dure, vinete, cenușii și conglomeratele mărunte cu elemente verzi și Melobesiee, în partea mijlocie și superioară a Senonianului iar gresiile micafere cenușii și calcarele organogene, cenușii, silicioase, la partea cu totul superioară a lui.

## B) EOCENUL

Am atribuit Eocenului întreg pachetul de strate calcaroase-gresoase și argiloase în care se găsesc sporadic Nummuliti și care stă peste Senonianul cu Inocerami și suportă orizontul marnelor brune bituminoase din baza Oligocenului.

Eocenul astfel definit prezintă în Pânza marginală două faciesuri și anume: un facies intermediar și un facies marginal.

### 1. FACIESUL INTERMEDIAR

a) *Istorie.* Faciesul intermediar este un facies de tranziție între cel de Tarcău și cel marginal. Cu acest caracter a fost remarcat și descris pentru prima dată, în mod vag, de I. BÂNCILĂ (35, pag. 70) în regiunea Tazlăului Sărat, încă din anul 1940. Ulterior, I. ATANASIU a întreprins un studiu mai detaliat al Eocenului de facies intermediar, din sectorul de mijloc al Carpaților (23, pag. 161). Cu această ocazie, dânsul l-a descris ca un complex de strate constituit din pachete de Gresii de Tarcău, groase de 60—80 m, alternând cu pachete la fel de groase de Eocen marginal.

În regiunea noastră, Eocenul de facies intermediar este, într-o oarecare măsură, deosebit de cel definit de I. ATANASIU. Aceasta ne-a determinat să dăm, în cele ce urmează, o descriere mai amănunțită a lui.

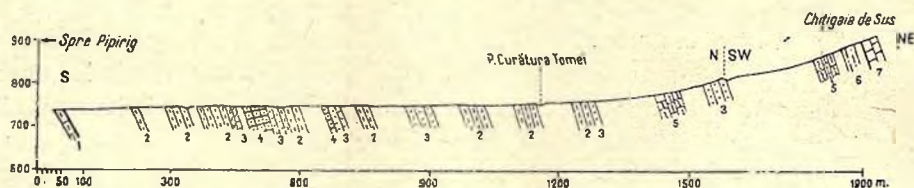


Fig. 2. — Profil de detaliu în Eocenul intermediar pe P. Mânzatului.

Senonian: 1, marne cenușii. Eocen intermediar: 2, marne verzi șistoase cu intercalații de gresii verzi; 3, gresii micafere de tip Tarcău; 4, gresii negre-verzi cu fragmente de șisturi verzi și Orbitoide; 5, calcare și gresii calcaroase cenușii cu hieroglife; 6, marne verzi și roșii șistoase. Oligocen inferior: 7, menilite și marne brune.

b) *Răspândire.* Faciesul intermediar al Eocenului este dezvoltat numai în Vestul regiunii, pe zona senoniană a Pipirigului. Il găsim în primul rând de jur împrejurul Chitigăii de Sus, suportând Oligocenul de pe acest munte. (Ex-

cepție face o mică suprafață de pe P. lui Faraon, unde faciesul marginal avansează ca un golf spre W). În afară de aceasta, Eocenul intermediar invadează, și flancul de W al Eocenului care apare în partea de SW a Vârfului Izvorului precum și continuarea lui la fundul Pârâului Gheșunoaia.

Desvoltarea cea mai mare și mai tipică o are însă tot în zona din jurul Vârfului Chițigăii de Sus și anume pe Vf. Deleleului, la cota 1179 dela izvorul Pârâului Tălharului precum și pe culmea care unește aceste două puncte.

c) **Descrierea petrografică și paleontologică.** Profile clare în Eocenul intermediar lipsesc aproape cu

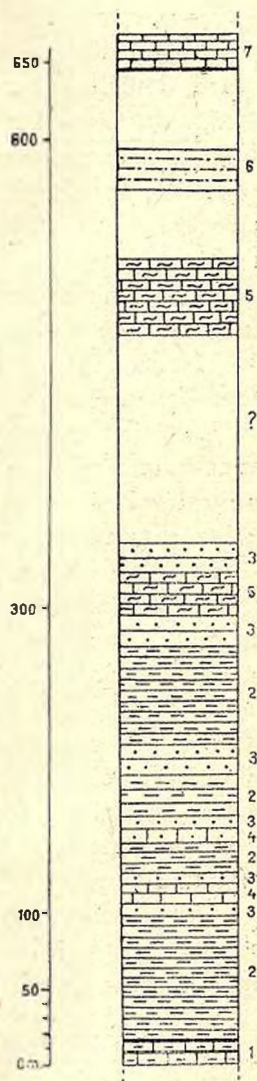
Fig. 3. — Coloana stratigrafică a Eocenului intermediar de pe P. Mânzatului.

Senonian: 1, marne cenușii. Eocen intermediar: 2, marne verzi șistoase cu intercalații de gresii verzi; 3, gresii micafere de tip Tarcău; 4, gresii negre-verzui cu fragmente de șisturi verzi; 5, calcare și gresii calcaroase cenușii cu hieroglife; 6, marne verzi și roșii șistoase. Oligocen inferior: 7, menilite și marne brune.

totul în regiune; cele mai bune sunt două și anume: unul pe P. Mânzatului și altul pe P. lui Bulai. Date fiind variațiile lui petrografice dela pas la pas, am socotit util să dăm separat descrierea principalelor tipuri de roce din ambele profile și mai amănunțit a celor din primul.

**Profilul de pe P. Mânzatului.** Pe P. Mânzatului, Eocenul intermediar este constituit în general din următoarele tipuri de roce  $\alpha$ ) marne verzi șistoase,  $\beta$ ) gresii micafere moi, cenușii sau gălbui (de tip Tarcău),  $\gamma$ ) gresii de culoare verde-închis cu Orbitoizi,  $\delta$ ) calcare fine cenușii care trec pe alocuri la gresii calcaroase cenușii cu vine de calcit și hieroglife, precum și  $\epsilon$ ) marne verzi și roșii moi, șistoase (fig. 2 și 3).

$\alpha$ ) **Marnele verzi și șistoase** se prezintă în strate de 10—15 cm, sunt relativ dure, fine, cu spărtură concoidală. Ele se aseamănă într-o oarecare





măsură cu calcarele de tip Pasieczna din Faciesul marginal, de care se deosebesc prin aceea că au o culoare nu albă-gălbuie, ci verzuie și sunt mai puțin dure ca ele, fiind lipsite de  $\text{SiO}_2$ ; în schimb prezintă rare Fucoide cu ramuri late de 1—2 mm.

Studiul microscopic al acestui tip de rocă l-am făcut pe o singură secțiune, a cărei descriere detaliată o dăm mai jos.

#### Secțiunea nr. 153

Data colectării eşantionului: 1942.

Locul: P. Mânzatului, la confluența celui de al doilea afluent dinspre E, care coboară dela cota 1035 (nefigurat pe hărțile la scara 1: 20.000 și 1: 50.000).

Masa fundamentală a rocei este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin, cu foarte puțină argilă.

Material detritic nu se observă. Minerale autigene sunt deasemenea absente în secțiune.

Resturi de organisme lipsesc aproape cu totul. Se văd doar câteva fragmente mici de materie brună, opacă, probabil de origină vegetală. În plus, se observă o insulă plină cu argilă, care nu este altceva decât secțiunea unei Fucoide.

În concluzie, roca este o marnă cu Fucoide.

β) *Gresia micaferă cenușie sau gălbuie moale* (identică cu *Gresia de Tarcău*) constituie elementul petrografic cel mai interesant al Eocenului intermediar.

Pe P. Mânzatului ea apare la circa șase nivele, alcătuiind pachete groase de 5—20 m, constituite din bancuri de 0,20—1 m sau chiar 3 m.

Este o gresie cu ciment în general calcaros, rareori argilos, micaferă, grosieră, cenușie sau gălbuie, de consistență mijlocie, uneori moale, cu mult muscovit în lamele cu diametrul de 1—2 mm, ușor alterabilă, cu șistozitate foarte slabă, lipsită complet de macrofosile. De remarcat, în special, lipsa Nummuliților.

Studiul microscopic al gresiei de tip Tarcău de pe P. Mânzatului l-am făcut pe patru secțiuni. Dintre acestea una, a cărei descriere detaliată o dăm mai jos, am ales-o ca tipică.

#### Secțiunea nr. 150

Data colecționării eşantionului: 1942.

Locul: P. Mânzatului, pe malul de E, la 200 m în amont de confluența cu cel de al doilea afluent pe stânga sau, mai precis, pe pârâul care curge dela cota 1035, din D. Chițigaia spre SW (nefigurat pe hărțile 1: 20.000 și 1: 50.000).

Eşantionul nu face efervescență cu acizii.

Cimentul este foarte puțin abundent și argilos.



Materialul detritic este constituit în cea mai mare parte din cuarț (circa 70% din masa roci) în fragmente colțuroase de 0,1—0,4 mm diametru; cu multe incluziuni; numeroase fragmente de feldspat (circa 10% din rocă), majoritatea în parte alterate, puține prezentând macla albitului, de dimensiuni relativ mari (0,2 mm); frecvente lamele de muscovit și mult mai puține de biotit; rare fragmente de cuarțit și câteva de microclin, 2—3 cristale de granat.

Minerale autigene lipsesc.

Resturi organice lipsesc deasemenea.

În concluzie, roca este un gres-cuarțit grosier feldspatic cu muscovit și biotit.

Celelalte două secțiuni prezintă mici deosebiri față de cea tip. Astfel o secțiune provenind dintr'un eșantion dela cota 1179 de pe Piciorul Mânzatului arată un ciment în cea mai mare parte argilos, pigmentat în galben-murdar prin limonit.

Are mai puțin cuarț (numai 60%), în parte cataclazat și mai mult feldspat (20%), în cea mai mare parte plagioclaz (maclat sau nu) din care unele fragmente alterate în calcit, probabil înainte de înglobarea în rocă. La fel ca secțiunea precedentă, conține numeroase lamele de muscovit și biotit nealterate și fragmente de cuarțit precum și granați; deasemenea se observă 2—3 fragmente de resturi organice nedeterminabile. Spre deosebire de secțiunea-tip, este o gresie cu ciment argilos, grosieră, feldspatică, cu muscovit și biotit.

Ultima secțiune, provenind dintr'un eșantion gălbui, dela cota 1179 din Chițigaia de Sus, care nu face efervescență cu acizii, este aproape identică cu cea tip, cu deosebirea că cimentul său este foarte puțin abundent și argilos. La materialul detritic se adaugă 2—3 fragmente de microclin. Roca este tot un gres-cuarțit grosier, feldspatic, cu muscovit și biotit.

γ) Gresia calcaroasă, moale, de culoare verde-închis, cu Orbitoizi și cu rare elemente de șisturi verzi, este o gresie cu bobul mijlociu. Din loc în loc răsar, pe suprafața ei, fragmente de 4—8 mm, de elemente de șisturi verzi de tip dobrogean, precum și Orbitoizi stelați și Nummuliți.

În strat, ea se prezintă în bancuri groase de 0,5—1 m.

Pentru studiul său microscopic, am utilizat o singură secțiune a cărei descriere detaliată o dăm mai jos.

Secțiunea nr. 154

Data colecționării eșantionului: 1942.

Locul: P. Mânzatului, la 200 m spre amont de confluența celui de al doilea afluent pe stânga (negrădit pe hărțile 1:20.000 și 1:50.000) care coboară dela cota 1035 spre SW.

Cimentul este mai puțin abundent ca în eșantioanele din Faciesul marginal (secțiunea nr. 94), este microgranular și slab pigmentat cu limonit.





Material detritic: cuarț (aproximativ 60% din masa rocei), în granule mari de 320—640 mm, din care unele cu contur perfect rotunjit iar altele colțuroase; rare fragmente mari de feldspat.

Minerale autigene: glauconit abundent ca agregate cu contur în general rotunjit; limonit ca pigment în ciment.

Resturi de organisme: foarte rare fragmente de Orbitoizi și Globigerinel.

În concluzie, roca este o gresie calcaroasă glauconiferă cu Orbitoizi.

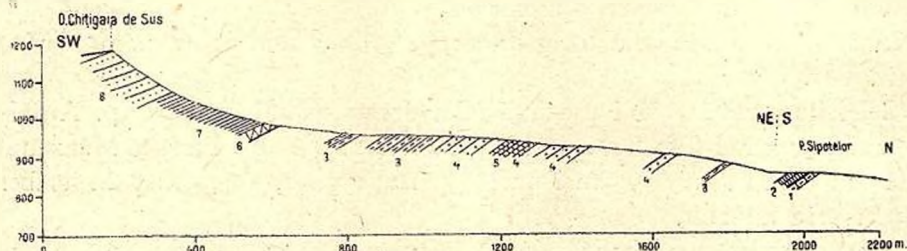


Fig. 4. — Profil în Eocenul intermediar pe P. lui Bulai la fundul Râșcuței.

Senonian: 1, marne cenușii. Eocen intermediar: 2, Strate tisaroid; 3, marne verzi cu intercalații de gresii verzi; 4, gresii micafere de tip Tarcău cu intercalații de marne verzi; 5, gresii calcaroase vinete-albastrii, fine, asociate cu marno-calcare cenușii cu Fucoide. Oligocen inferior: 6, menilite și marne brune; 7, diosile; 8, Gresie de Kliwa.

δ) Calcarele fine, cenușii, care trec pe alocuri la gresii calcaroase, cenușii cu hieroglife, în strate groase de 30—50 cm, sunt bine deschise către partea superioară a Eocenului intermediar de pe afluentul Pârâului Mânzatului, care coboară dela cota 1035 din D. Chițigăile spre S. Ele constituie cel puțin două pachete groase, cel inferior de 25 m iar cel superior de cca 50 m.

ε) Marnele verzi și roșii, moi, șistoase, cu Fucoide, se întâlnesc la partea cu totul superioară a Eocenului intermediar la locul denumit Fundoaia (la W de cota 1171 din Vf. Chițigaia de Sus).

*Profilul de pe P. lui Bulai* (afluent al Pârâului Șipotelor dela fundul Râșcuței). Eocenul intermediar prezintă următoarele tipuri de roce: Stratele tisaroid, apoi marne verzi cu intercalații de gresii verzi, gresii micafere cenușii sau gălbui (gresii de tip Tarcău), separate prin intercalații de marne verzi foioase, gresii calcaroase vinete-albastrii, fine, dure, asociate cu marno-calcare cenușii cu Fucoide și din nou marne verzi, moi, la partea superioară, cu rare intercalații de gresii verzi moi (fig. 4 și 5).

Dintre aceste tipuri de roce merită ceva mai multă atenție Stratele tisaroid, gresiile micafere și marno-calcarele cenușii.

α) Stratele tisaroid nu apar chiar pe P. lui Bulai ci pe P. Șipotelor, puțin mai în aval de confluența amândurora, la limita dintre Eocen și Senonian.

Ele sunt constituite din bancuri de gresii verzi, dure, silicioase, mai rar slab rubanate, asociate cu calcare nerubanate vinete, cu calcare nerubanate verzi şi pe alocuri cu intercalaţii de marne verzi şi vişinii.

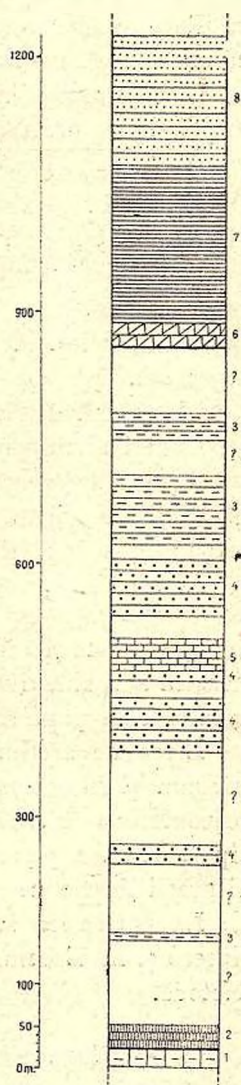
Nu ne oprim asupra studiului lor microscopic. Analiza aceasta va fi făcută la capitolul Faciesului marginal în care Stratele tisaeroide se regăsesc cu aceleaşi caractere.

β) Gresiile micaferă de tip Tarcău sunt deschise pe P. lui Bulai numai în patru nivele.

Macroscopic nu se deosebesc cu nimic de cele descrise de P. Mânzatului.

Fig. 5. — Coloana stratigrafică a Eocenului intermediar şi a Oligocenului de pe P. lui Bulai

Senonian: 1, marne cenuşii. Eocen intermediar: 2, Strate tisaeroide; 3, marne verzi cu intercalaţii de gresii verzi; 4, gresii micaferă de tip Tarcău; 5, gresii calcaroase vinete-albastrii, asociate cu marno-calcare cenuşii cu Fucoidae. Oligocen: 6, menilite şi marne brune; 7, disodile; 8, Gresie de Kliwa.



Studiul lor microscopic l-am făcut pe o singură secţiune. Iată rezultatele:

#### Secţiunea nr. 155

Data colecţionării eşantionului: 1942.

Locul: P. lui Bulai, din al patrulea nivel (de jos în sus) de gresii micaferă.

Cimentul microcristalin calcaros, foarte abundent (circa 50% din masa rocei).

Material detritic: în cea mai mare parte cuarţ (circa 30% din masa rocei) în fragmente colţuroase mici. Restul materialului detritic este constituit din lamele de muscovit şi biotit, fragmente de feldspat şi de calcar organogen şi rare cristale de clorit şi turmalin. Biotitul este în general foarte alterat, trecând în parte la limonit şi mai ales la pirită. Se mai observă câteva cristale de zircon şi un fragment de cuarţit.

Minerale autigene, cu excepţia limonitului şi piritei născute pe socoteala biotitului, lipsesc.

Resturi de organisme: foarte rare.

În toată secţiunea 7—8 fragmente de Foraminifere rău conservate, din care două par a aparţine unor Nummuliti.



În concluzie, roca este o gresie calcaroasă feldspatică cu muscovit și biotit.

γ Marno-calcarele cenușii seamănă, întrucâtva, cu marnele cu Fucoide din Senonian. Ele se desfac ușor în plăci de 1—2 cm, pe fețele cărora abundă urme de Alge late de 1—2 mm.

La microscop am studiat o singură secțiune. Iată descrierea ei:

Secțiunea nr. 156

Data colecționării eșantionului: 1942.

Locul: P. lui Bulai, la circa 700 m în amont de confluența cu P. Șipotelor, afluent al Râșcuței, la fundul ei.

Masa fundamentală a rocei este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin, cu puțină argilă. În ea se observă câteva insule mari, late de 1—2 mm, pline cu material argilos. Acestea nu sunt altceva decât Fucoidele care se văd și pe suprafață.

Materialul detritic lipsește cu totul.

Minerale autigene: frecvente agregate mici de globule de pirită.

Resturi de organisme: rare fragmente brune de substanță opacă, organică, probabil de origine vegetală; extrem de puține Globigerine (câteva în toată secțiunea) subțiri și de dimensiuni reduse.

În concluzie, roca este un marno-calcar cu Fucoide.

d) Grosime și orizontare. Eocenul de facies intermediar are în regiunea noastră aproximativ 800 m grosime, după cum reiese și din coloanele stratigrafice dela pag. 123 și pag. 127.

Lipsa de secțiuni naturale bune, variațiile rapide pe care le prezintă, precum și suprafața restrânsă pe care apare, împiedică orice încercare de orizontare a lui. *Grosso modo*, se pot distinge însă 4—6 pachete de gresii de tip Tarcău, separate printr'un număr corespunzător de pachete de calcare și gresii de tip marginal (vezi profilele).

La partea lor superioară n'am găsit Strate de Bisericiani; dealtfel, acestea lipsesc și în Eocenul marginal vecin, din Chițigaia de Jos și dela Bâta Netedă.

e) Discuțiune asupra vârstei. În tot Eocenul intermediar nu am găsit decât câțiva Nummuliti mici, rău conservați și câțiva Orbitoizi stelați, deasemenea rău conservați, toți în gresia neagră-verzuie dela baza Eocenului. Aceste Foraminifere, care nu pot fi determinate specific, arată un singur lucru și anume, că sedimentele care le conțin aparțin Paleogenului.

În afară de aceasta, faptul că ele se sprijină pe Senonian (determinat ca atare pe baze paleontologice) și suportă seria de strate atribuite, în deobște



Oligocenului, face ca vârsta eocenă ce le-am atribuit-o, să pară a fi foarte probabilă.

f) **Caracterizarea generală a Eocenului intermediar.** Eocenul intermediar este constituit din pachete alternante de gresii micacee de tip Tarcău (4 până la 6) nivele, cu pachete de roce marnoase, calcareoase, pe care le vom regăsi în Eocenul marginal.

Spre W începe cu o serie de marne verzi, în timp ce la E, baza lui o constituie Stratele tisaroidale.

Gresia micaferă, elementul cel mai caracteristic, este identică din punct de vedere stratigrafic cu cea de Tarcău. Deși rocă de origine carpatică, ea alternează, cel puțin spre E, pe P. Tâharului, cu conglomerate cu elemente verzi, roce provenind din Vorland.

Gresia micaferă, predomină spre W, în timp ce spre E ea devine mai rară pentru ca, în dreptul Pârâului lui Faraon, să găsim chiar un adevărat golf de Eocen marginal care avansează spre W.

g) **Relațiile cu celelalte faciesuri ale Eocenului.** La latitudinea regiunii noastre, Eocenul prezintă patru faciesuri: Faciesul Gresiei de Tarcău, Faciesul intermediar, Faciesul marginal și Faciesul de Vorland. Dintre acestea, Eocenul Gresiei de Tarcău este dezvoltat numai la W de limita hărții noastre pe Vf. Măgura,<sup>1)</sup> în timp ce faciesul de Vorland s'a păstrat numai ca elemente remaniate în conglomeratele oligocene și miocene.

Din nenorocire, nu putem urmări relațiile Eocenului intermediar cu cel de tip Tarcău, legătura dintre ele fiind ștearsă de eroziune. În schimb, spre E, dispariția lui este bruscă așa încât găsim Eocenul tipic marginal începând chiar de la Chițigaia de Jos.

## 2. FACIESUL MARGINAL

a) **Istorie.** Cea mai veche indicație asupra Eocenului în Flișul Carpaților Moldovei o datorim lui A. v. ALT care semnalează prezența lui pe V. Siretului în Nordul Bucovinei (37, pag. 527) încă din 1858.

După dânsul, H. COQUAND, în 1867, citează și el la Tg. Ocna o serie de Strate cu Fucoide pe care le atribuie Eocenului (9, pag. 515).

<sup>1)</sup> Vârsta gresiei micaferă de pe Vf. Măgura, atribuită Eocenului chiar de predecesorii noștri, autorii manuscrisului hărții 1: 500.000, am determinat-o prin analogie cu vârsta gresiei de pe Muntele Girilău din Bucovina. După cum am constatat încă din Iulie 1943, într-o excursie comună cu G. CERNEA, această din urmă gresie conține Nummuliti și constituie un petec de acoperire peste o serie de menilite și disodile oligocene, petec decolat de pe Șisturile negre.



GR. COBĂLCESCU separă încă din 1883 (38, pag. 149) o serie de « marne inframenilitice » care reprezintă Eocenul nostru de azi și pe care le atribuia Oligocenului inferior.

Ulterior, W. TEISSEYRE (28, pag. 22) citează în aceleași sedimente, pe care le denumește Strate de Tg. Ocna, cuplul *Nummulites intermedia* D'ARCH. și *N. Fichteli* D'ARCH ? formă oligocenă inferioară.

Atât această determinare cât și cea din 1913 a unui *Nummulites Boucheri*, datorită lui D. PREDA (39, pag. 580), trebuie puse la îndoială. Facem această afirmație pentru că, după un interval de timp relativ lung, niciun alt geolog n'a reușit să regăsească Nummuliti în stare să fie determinați, în tot Flișul din lungul Carpaților Moldovei.

În fine, în raportul de activitate pe anul 1906, publicat în 1908 (26, pag. XLIX), SAVA ATHANASIU semnalează prezența Bartonianului în Fliș, pe baza unor Nummuliti și Orbitoizi.

b) **Răspândire.** Eocenul de facies marginal ocupă o bună parte din Pânza marginală. Răspândirea lui în suprafață este strâns legată de aceea a Oligocenului. Pentru acest motiv, ea va fi tratată la capitolul privitor la Oligocen.

c) **Grosime și orizontare.** Grosimea medie a Eocenului marginal variază între 650 și 750 m; este deci aproape egală cu a celui intermediar.

În privința orizontării lui, ne-am izbit de serioase dificultăți, pentru trei motive: 1. lipsa de fosile, care exclude utilizarea criteriului paleontologic la recunoașterea orizonturilor, 2. tectonica foarte frământată care duce la laminări neașteptate a diversilor săi termeni stratigrafici și 3. existența unor mari variații în constituția petrografică a Eocenului, variație care îngreunează separarea geognostică a acestor termeni.

Cu toate dificultățile enumerate mai sus, am putut stabili, cu aproximație și în mod cu totul general, următoarea succesiune stratigrafică a tipurilor de roce mai caracteristice, succesiune pe care o dăm cu toată rezerva:

La bază găsim, direct pe Senonian, Stratele tisaroides, un pachet de strate gros de cel mult 20 m, constituit din trei tipuri de roce (gresii verzi silicioase, calcare vinete rubanate și marne verzi și vișinii).

Peste ele stă, în special spre interiorul Pânzei marginale, un banc de 2—5 m grosime de o gresie silicioasă, gălbuie, asemănătoare cu Gresia de Kliwa, pe care am denumit-o gresie kliwiformă.

Urmează un orizont foarte gros de aproximativ 200—300 m de gresii și calcare cu aspect variabil, constituind o mare parte a Eocenului de Facies marginal, în compunerea căruia intră calcare și gresii cu aspect variabil, în special



gresii calcaroase verzi-albăstrui și calcare, în care este greu de stabilit chiar numai tipuri de roce.

Cam între 200 și 300 m dela baza Eocenului marginal se găsește orizontul calcarului de tip « Pasiieczna », însoțit de obicei de o serie de roce cu caractere distincte.

Acest orizont începe, în general, cu un banc de cel mult 1 m grosime de conglomerat cu elemente verzi și Nummuliti. Pe alocuri, ca de exemplu pe Piciorul Lupului de pe Râșca Mare, cimentul lui se desvoltă în dauna elementelor verzi. Prin dispariția totală a acestora, roca trece la o gresie calcaroasă albă cu Nummuliti și Orbitoizi, care se confundă ușor cu Gresia de Kliwa.

Tot la nivelul acestor conglomerate se găsește pe alocuri un banc de 2—3 m grosime, constituit dintr-o gresie moale, verde, cu Orbitoizi și elemente verzi (Gresia de P. Nilului).

Peste acest banc stă un calcar silicios, dur, rubanat, alb cu vernil. Urmează în fine, calcarul de tip « Pasiieczna » propriu zis, care este fin, dur, alb-cenușiu sau beige câteodată oliv, foarte slab silicios.

Acesta trece uneori la un calcar gălbui grosier.

Peste orizontul Calcarului de Pasiieczna stă iar un orizont superior gros de cca 200—300 m de gresii și calcare cu aspect extrem de variabil, de culoare când cenușie, când albăstruie, când verzuie.

Urmează un orizont gros de 150—200 m de argile verzi care admite uneori intercalații de marne roșii.

Către interiorul pânzei, Eocenul se încheie cu aceste argile și Gresia de Lucăcești, în timp ce la exteriorul ei găsim încă un pachet de strate, constituit din argile și marne galben-verzui, micafere, așa zisele Strate de Bisericiani.

Peste toate se așează, în fine, marnele brune bituminoase din baza Oligocenului.

Remarcăm că, din toate sedimentele enumerate mai sus, numai stratele tisaroides, calcarul de tip « Pasiieczna » și argilele verzi dela partea superioară a Eocenului, au un caracter de generalitate și par să constituie adevărate orizonturi. Celelalte trebuie considerate, mai curând, ca faciesuri care se disting printr'un caracter particular și anume prin faptul că apar întotdeauna la același nivel stratigrafic.

În privința denumirii de Strate tisaroides reamintim că ea a fost propusă de I. DUMITRESCU în anul 1948 (40) pentru orizontul de bază al Eocenului de facies mai intern (Faciesul de Greșu).

După d-sa, urmează ca denumirea de Strate de Tisaru să fie reținută pentru un pachet de roce dure, silicioase, verzi, cu pete roșii-închise, de tip aproape menilitic, care constituie un orizont de circa 300 m grosime în faciesul extern



al Eocenului, (Faciesul de Cașin) din Muntele Tisaru și care au fost descrise pentru prima oară sub acest nume de S. ATHANASIU.

Deși aspectul Stratelor de Tisaru este într-o oarecare măsură, asemănător cu al celor tisaroides, ele sunt departe de a fi identice.

Am renunțat la termenul de Strate de Tisaru întrucât, pe de o parte poziția lor în scara stratigrafică chiar la Tisaru nu este bine stabilită dat fiindcă stau, după I. DUMITRESCU, nu peste un Senonian cu Inocerami (de tip Hangu) ci peste Strate de Streiu de vârstă nesigură și cu un facies deosebit de acest Senonian, iar pe de altă parte, nici din punct de vedere petrografic nu sunt identice.

Preferăm pentru regiunea noastră termenul de Strate tisaroides, chiar dacă asupra poziției acestor strate pe V. Putnei plutește încă îndoială, pentru că au cel puțin o asemănare petrografică frapantă cu ele.

Menționăm că adevărata lor poziție stratigrafică la baza Eocenului a fost stabilită de I. ATANASIU, în 1939, chiar în regiunea noastră (21, pag. 325).

În ce privește denumirea de Strate de Bisericiani, ea a fost introdusă de S. ATHANASIU într-o comunicare prezentată, în Mai 1921, la Institutul Geologic, rămasă nepublicată, asupra căreia posedăm numai o scurtă referință datorită lui I. ATANASIU (23, pag. 169).

S. ATHANASIU le atribuia vârsta oligocenă. Noi însă, pentru afinitățile lor petrografice, le-am atribuit Eocenului, dar le-am separat nu ca un orizont al acestuia, ci ca un facies dela partea superioară a lui. Am adoptat această din urmă soluție pentru că altfel, deseale lor dispariții laterale și longitudinale ne-ar obliga să brăzdăm regiunea cu numeroase linii de falie longitudinale neverosimile.

*d) Descrierea petrografică și paleontologică.* În orizontul Stratelor tisaroides — care constituie baza Eocenului — am distins trei tipuri de roce și anume: gresii verzi, silicioase, calcare vinete, rubanate și marne verzi-vișinii, deasupra cărora urmează succesiv celelalte tipuri de roce ale Eocenului enumerate în capitolul precedent.

α) *Gresiiile verzi*, dure, silicioase se sparg ca sticla când sunt lovite, lăsând să sară așchii; se prezintă de obicei în strate de 7—10 cm grosime și în general, nu fac efervescență cu acizii.

Studiul lor microscopic l-am făcut pe patru secțiuni care s'au dovedit două câte două asemănătoare. De aceea, în cele ce urmează, vom da descrierea detaliată a unei singure secțiuni aleasă ca tip, din fiecare grup.

Secțiunea nr. 26

Data colecționării eşantionului: 1937.

Locul: D. Brăileanca, cota 795, M-rea Neamțului.



Macroscopic, roca se prezintă ca o gresie verzuie, silicioasă, dură, cu hieroglife, provenind dintr'un strat de 10 cm grosime. Nu face efervescență cu acizii.

Secțiunea arată o rocă cu structură cuarțitică, lipsită de ciment; excepție face o mică porțiune în care se observă un ciment glauconitic.

Material detritic: cuarț în mare cantitate constituind 88% din masa rocei, apoi granule de glauconit de 0,12 mm diametru în medie, de culoare verzui-deschisă, cu contur rotunjit și peliculă de alterație pe margini (semne ale unui transport îndelungat), reprezentând până la 8% din masa rocei.

În fine, restul de 4% este constituit din granule de leuoxen, lamele de muscovit, plagioclaz, microclin și rare fragmente de granat, rutil și sfen.

Minerale autigene: puțin glauconit ca ciment într'o porțiune a rocei.

Resturile de organisme lipsesc cu desăvârșire.

În concluzie, roca este o cuarțit-gresie în sensul pe care-l dă acestui termen L. CAYEUX (41), cu glauconit, fără creșteri secundare în jurul granulelor de cuarț.

Cealaltă secțiune (nr. 28), printr'un eșantion provenind de pe D. Dumesnic, este aproape identică cu cea tip.

Ultimele două provin din eșantioane care macroscopic nu se deosebesc de primele.

Microscopul arată totuși unele deosebiri esențiale. Dăm mai jos descrierea uneia din ele, aleasă ca tip.

#### Secțiunea nr. 132

Data colecționării eșantionului: 1941.

Locul: P. Vărăriei, în dreptul literei V. pe foaia 1: 20.000, M-rea Agapia.

Masa fundamentală a rocei este constituită dintr'un mozaic de calcedonit și ceva mai puțin cuarț, provenit probabil din cristalizarea acestuia, precum și din mult glauconit autigen sub formă de plaje neregulate, paralele, dealungul planelor de stratificație.

Material detritic: foarte puține fragmente de calcit, probabil de origină organică.

Minerale autigene: calcedonit provenind din nenumăratele resturi de organisme silicioase din rocă.

Mult glauconit ca plaje difuze, cimentând roca și intrând pretutindeni. El constituie aproximativ 30% din masa rocei, restul este alcătuit din calcedonit.

Resturi de organisme: nenumărate spicule de Spongieri tetractinelizi și Radiolari de tipul *Spumellaria*, splendid conservați în  $\text{SiO}_2$  sub formă de calcedonit, cu detaliile marcate de glauconit. Unii Radiolari sunt conservați exclusiv în glauconit sau mai rar numai în calcedonit ca sferolite.





Roca este în concluzie o «gaize» cu Radiolari.

Ultima secțiune (nr. 93), provenind dintr'un eşantion de pe V. Secu, se deosebeşte de cea precedentă numai printr'un conţinut ceva mai scăzut de glauconit autigen.

β) Calcarele rubanate vinete, dure, constituie un pachet de aproximativ 1 m grosime de strate subţiri de 10 cm. Ele prezintă o culoare generală vânătă, cu dungi de culoare închisă, alternând cu zone mai largi de culoare mai deschisă, uneori paralele, de obicei însă prezentând o stratificaţie diagonală, care ar putea fi sau primordială sau datorită unor distorsiuni în rocă.

De cele mai multe ori, feţele de separaţie ale acestor calcare sunt mai mult sau mai puţin plane şi pe unele eşantioane se observă un strat de 2—3 mm, de gresie fin conglomeratică cu elemente verzi şi Nummuliţi.

Studiul microscopic al calcarelor rubanate l-am făcut pe o singură secţiune a cărei descriere o dăm mai jos.

Secţiunea nr. 158

Data colecţionării eşantionului: 1939.

Locul: Bloc găsit pe P. Alb mai jos de confluenţa cu P. Chilii (M-rea Sevăstria).

Macroscopic eşantionul aparţine unui calcar rubanat, vineţiu, dur, cu un strat subţire de conglomerat fin cu elemente verzi şi Nummuliţi mici.

Masa fundamentală a roci este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  asociat în unele porţiuni ale secţiunii cu mult  $\text{SiO}_2$  sub formă de calcedonit (5—10% din rocă).

Material detritic: mult cuarţ (circa 25%) în fragmente colţuroase de dimensiuni mici de 0,15 mm.

În unele sectoare ale secţiunii, cuarţul este mult mai abundent, aşa încât roca trece la o adevărată gresie calcaroasă.

Minerale autigene: rare agregate mici de glauconit de 0,1 diametru, apoi calcedonit intim legat de cimentul calcaros.

Resturi de organisme: în porţiunea calcaroasă numeroase Truncatuline, Rotalii şi Globigerine cu testul subţire, toate conservate în calcit precum şi numeroase spicule globuloase de Spongieri, care par să fi cedat  $\text{SiO}_2$  din masa roci.

În sectorul gresos al secţiunii, resturile de organisme sunt în cantitate mai mică.

În concluzie, privită la microscop, roca este un calcar silicios cu Foraminifere.

În fine, o altă secţiune am făcut-o prin acelaşi eşantion de mai sus, la nivelul stratului conglomeratic cu elemente verzi şi Nummuliţi.

Iată rezultatul:

Secţiunea nr. 149

Data colecţionării eşantionului: 1939.



Locul: Bloc găsit pe P. Alb mai jos de confluenţa cu P. Chilii (M-rea Se-hăstria).

Cimentul este constituit din calcit puţin abundent.

Materialul detritic este alcătuit din cuarţ în fragmente mari de 0,7 mm, constituind până la 60% din masa rocei şi din numeroase fragmente de şisturi verzi (şisturi cloritoase cu cuarţ) rotunjite, de 1—3 mm diametru. La acestea se mai adaugă câteva cristale de zircon şi o lamelă de biotit.

Minerale autigene: foarte rare granule de glauconit de 0,6 mm; puţin calcedonit şi opal.

Resturi de organisme: Nummuliti întregi sau fragmente de Nummuliti, foarte bine conservaţi; deasemenea fragmente de Orbitoizi. În câţiva Nummuliti se văd canalele din pereţi, puse în evidenţă de prezenţa glauconitului în ele. Alţii sunt în parte opalizaţi sau calcedonizaţi.

γ) În fine, mările verzi şi vişinii, care se găsesc ca intercalaţii între gresiile silicioase, dure şi calcarele dure, verzi închise, au o consistenţă mijlocie, sunt şistoase şi se prezintă în strate subţiri de 2—5 cm.

δ) Gresia silicioasă asemănătoare cu Gresia de Kliwa (kliwi-formă) stă imediat peste Stratele tisaroidale, fiind mai frecventă în partea internă a Pânzei marginale.

Este o gresie silicioasă, cu bobul fin, nu face efervescenţă cu acizii, are o culoare gălbuie sau galben-verzuie, duritate mijlocie, este aproape complet lipsită de şistuoşitate şi prezintă nenumărate granule verzi, vizibile cu ochiul liber.

Grosimea bancului de gresie kliwiformă, atunci când este prezent, variază între 2—5 m. Uneori, ia local o dezvoltare mai mare atât pe verticală, cât şi în suprafaţă, cum se întâmplă în petecul de Eocen dela Răscoale — P. cu Jderi de pe zona senoniană Plaiul Olteanului—Chitele Secului. Studiul ei microscopic l-am făcut pe două secţiuni din care una a fost aleasă ca tip şi o descriem mai jos.

Secţiunea nr. 116

Data colectării eşantionului: 1939.

Locul: La S de punctul La Răscoale, în dreptul celui de al doilea «i» din P. Iepăriei, pe harta 1:20.000, M-rea Se-hăstria.

Eşantionul provine dintr'o gresie fină, silicioasă, gălbuie, slab verzuie, lipsită de şistuoşitate. Nu face efervescenţă cu acizi.

La microscop prezintă o cantitate extrem de redusă de ciment argilo-silicios, granulele de cuarţ detritic ajungând să se muleze unele pe altele.

Material detritic: cea mai mare parte este constituită din cuarţ în fragmente mici colţuroase, deci de origină marină, mulându-se unele pe altele; mult





glaucanit remaniat care pigmentează roca dându-i o nuanță verzuie; foarte rare cristale de zircon.

Minerale autigene lipsesc.

Resturi de organisme lipsesc cu desăvârșire.

În concluzie, roca este o gresie silicioasă, glauconiferă, foarte aproape de un gres-cuarțit, microscopic foarte asemănătoare cu varietatea glauconitică a Gresiei de Kliwa, de care se deosebește însă prin materialul detritic de origine exclusiv marină și prin origina detritică a glauconitului.

Cealaltă secțiune, printr'un eșantion provenind de pe P. Râșcuța, din Eocenul dela E de Poiana Gruului, este aproape identică cu prima. Conține în plus, ca material detritic, foarte puțin muscovit și biotit.

e) Peste aceste strate urmează pachetul de calcare (cenușii, cenușii-vinete sau gălbui) și gresii calcaroase (verzi-albăstrie, cenușii sau fumurii), cu aspect variabil, în care nu se poate distinge niciun tip de rocă caracteristică.

Deasupra seriei de calcare și gresii cu aspect variabil stă Calcarul de Pasieczna, asociat și urmat, în general, cu câteva roce cu caractere distincte descrise mai jos la punctele  $\zeta$ ,  $\eta$ ,  $\theta$ ,  $\iota$ , și  $\lambda$ . Sub ele găsim mai întâi un banc de conglomerate cu elemente verzi.

ζ) Conglomeratele cu elemente verzi, mărunte și cu Nummuliti formează un banc de aproximativ 1 m grosime.

Din cauza grosimii lui reduse, îl găsim de obicei în blocuri rulate în aluviuni, și numai rar *in situ*. Reamintim că mai există un strat foarte subțire de conglomerat mărunț — mai exact o gresie conglomeratică cu elemente verzi și Nummuliti mici, legat de Stratele tisaroides deși nu este exclus să mai existe și altele. Bancul principal rămâne însă acesta de care ne ocupăm acum.

El este constituit, în cea mai mare parte, din fragmente de șisturi verzi de tip dobrogean care măsoară 4—6 mm dar ajung și la 10 și chiar 15 mm diametru. Șisturile verzi prezintă conturul rotunjit, urme ale unui transport. În afară de acestea, conglomeratele mai conțin rare fragmente de calcar organogen fin, alb sau cenușiu, de aceleași dimensiuni, precum și rare fragmente de cuarț de 2—3 mm.

Pe porțiunile în care lipsesc fragmentele de calcar organogen, unele eșantioane nu fac efervescență cu acizii, ceea ce denotă prezența unui ciment de natură probabil argilooasă.

Nummuliti, de dimensiuni reduse de 2—3 mm, nu pot fi determinați din cauza relei lor stări de conservare. Ei nu sunt remaniați și nu provin, nici nu fac parte din blocuri de calcare cu Nummuliti de tip Vorland, remaniate, cum vom vedea în Oligocen. Nummuliti din conglomeratele eocene sunt *in situ* și contemporani cu formarea lor.



În afară de Nummuliți, ele mai prezintă foarte rareori dinți mici de Pești de 4—5 mm lungime și fragmente de Lamellibranchiate. Este deasemenea demn de remarcat că elementele din aceste conglomerate sunt în genere ceva mai mari decât cele din conglomeratele senoniene dar — după cum vom vedea — mai mici decât cele din Oligocen și Miocen, ceea ce exclude posibilitatea re-manierii lor în acestea din urmă.

Pentru studiul lor microscopic, am utilizat două secțiuni din care una aleasă ca tip, provenind de pe P. Alb, va fi descrisă în detaliu mai jos.

#### Secțiunea nr. 159

Data colecționării eşantionului: 1939.

Locul: P. Alb la 400 m S de confluența cu P. Chilii (M-reă Sevăstria).

Cimentul rocei, pe unele locuri foarte puțin abundent, pe alte locuri abundent, este constituit din gresie fină, calcaroasă.

Materialul detritic este constituit din fragmente rotunjite de şisturi metamorfice verzi, filite și calcar organogen cu diametrul de 2—5 mm.

Minerale autigene lipsesc.

Resturi de organisme: Nummuliți și Orbitoizi ca fragmente; câteva Globigerine cu testul robust.

În rezumat, roca este un conglomerat mărunț, cu elemente verzi și Nummuliți cu cimentul calcaros.

Cealaltă secțiune provine dintr'un eşantion găsit pe terasa Nemțisorului în dreptul Pârâului Ceardacului și este asemănătoare cu prima. Se deosebește de ea numai prin prezența a numeroase fragmente de cuarțit, care în secțiunea-tip lipsesc.

După cum am spus mai sus, conglomeratele cu elemente verzi trec uneori lateral, pe nesimțite, la o gresie calcaroasă, albă, cu Nummuliți.

η) *Gresia calcaroasă albă* cu Nummuliți și Orbitoizi — ca aspect aproape identică cu Gresia de Kliwa — se distinge de aceasta prin faptul că face efervescență cu acizii. Nummuliții, de talie mică (2—3 mm), se observă mai ales pe eşantioane conglomeratice.

În regiunea noastră, acest tip de rocă se găsește numai într'un singur loc și anume pe P. Râșca Mare, la 20 m deasupra nivelului văii, pe malul stâng, cu 300 m spre E de gura Pârâului lui Leonte.

Studiul ei microscopic l-am făcut pe o singură secțiune. Iată rezultatele:

#### Secțiunea nr. 68

Data colecționării eşantionului: 1938.

Locul: P. Râșca Mare, 300 m E de P. lui Leonte, pe malul stâng.

Cimentul este constituit din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  larg cristalizat, diagenizat în parte în calcedonit întredințat cu primul.





Material detritic: cuarț în granule de două tipuri, unele mari de 0,5 mm, cea mai mare parte colțuroase și numai o mică parte rotunjite, și altele ceva mai mici, de 0,25 mm în medie, toate colțuroase; fragmente mari de șisturi verzi (șisturi cloritoase) de două tipuri, unele în număr mai mic, de aproximativ 1 mm diametru și altele, mai numeroase, de numai 0,3 mm diametru. Se mai observă în plus fragmente de calcar organogen intim legat de ciment și puține fragmente mari de cuarțit de 0,65 mm diametru.

Minerale autigene: foarte puțin glauconit (4—5 granule în toată secțiunea).

Resturi de organisme: Orbitoizi foarte bine conservați, Rotalii, Truncatuline, fragmente de Nummuliți și de Echinide.

În concluzie, roca este o gresie calcaroasă cu început de silicifiere, cu Orbitoizi și Nummuliți.

θ) *Gresia verzui*, moale, cu Orbitoizi și rare elemente verzi (*Gresia de P. Nilului*), este o gresie calcaroasă, cu bobul mijlociu, de un verde-murdar, cu rare elemente de șisturi verzi, rotunjite, de 3—8 mm diametru, în care se văd Orbitoizi stelați și Nummuliți mici rău conservați.

Pe teren constituie, acolo unde apare, un banc de 2—3 m.

Am denumit această gresie, *Gresia de P. Nilului* pentru motivul că am găsit-o prima dată pe pâraul cu același nume, puțin mai jos de confluența celor două ramuri ale sale (cu 200 m la E).

Ea mai apare sporadic și în alte puncte ca, de exemplu, pe V. Râșcuței în dreptul P. Ogarul Râșcuței, apoi mai în amont în dreptul Pârâului Șipotelu precum și pe P. Mânzatului, ca intercalație în faciesul intermediar al Eocenului.

Din cauza lipsei unor deschideri bune și a deselor laminări, nu putem preciza dacă aceasta se găsește sub Calcarul de Pasiieczna sau deasupra lui; este mai probabil că stă sub el, fapt care ne-a și determinat să dăm descrierea lor în această ordine.

Studiul microscopic al gresiei verzui cu Orbitoizi l-am făcut pe o singură secțiune. Iată rezultatele:

Secțiunea nr. 94

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: P. Nilului (200 m E de confluența celor două ramuri ale sale).

Cimentul este calcaros, microgranular, intens pigmentat cu oxid de fier sub formă de limonit.

Material detritic: cuarț (aproximativ 60% din masa rocei, în granule mari de 0,15—0,8 mm, din care unele cu contur perfect rotund, iar altele colțuroase; numeroase fragmente mari de șisturi verzi, cloritoase, ajungând până la 1,4 mm diametru; 1—2 fragmente mari de 1—3 mm diametru, de o gresie calcaroasă precum și puține fragmente de feldspat.



Minerale autigene: glauconit ca agregate criptocristaline de formă rotundă; deasemenea pirită și limonit provenind din oxidarea primei.

Resturi de organisme: indivizi întregi de Foraminifere vitro-calcaroase (Perforate), în număr relativ mare, între care: *Truncatulina*, *Rotalia*, *Textularia* și forme de Globigerine cu testul gros.

În afară de acestea, se mai observă fragmente de Briozoari, Echinizi și Nummuliți.

În general, microorganismele citate au atât testul cât și interiorul conservate în calcit și numai rareori interiorul plin cu fosfat de calciu amorf.

În concluzie, roca este o gresie calcaroasă, verzuie, cu Truncatuline.

1) Calcarul dur, silicios, rubanat, alb cu vernil, constituie un banc foarte subțire de aproximativ 1 m grosime legat de calcarul de tip Pasieczna. Se prezintă în strate de 3—6 cm grosime cu zone vernil, groase de 3—10 mm, alternând cu zone albe sau albe-gălbui, de aceeași lărgime. Este dur, silicios, cu spărtura neregulată, prezintă diaclaze fine de 0,5 mm grosime, fețe de stratificație plane și un aspect zaharoid în spărtură, datorit probabil cristalelor de calcit care-l alcătuiesc. La pipăit este aspru, ceea ce arată o compoziție mai grosieră (în orice caz mai grosieră decât a Calcarului de Pasieczna).

Studiul său microscopic l-am făcut pe două secțiuni din care una am ales-o ca tip și o descriem detaliat mai jos.

Secțiunea nr. 90

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: V. Nilului, 200 m E de confluența celor două ramuri de pe harta 1: 20.000.

Macroscopic, eșantionul este în mare parte alb-gălbui, slab rubanat.

Cimentul este constituit, în proporții egale, de  $\text{SiO}_2$  și  $\text{CO}_3\text{Ca}$  microcristalin.

Bioxidul de siliciu se găsește sub formă de calcedonit și provine din scheletul a numeroase spicule globulare (microsclele) de Spongieri tetractinelizi și mai puține spicule de Lithistide, care în mare parte își conservă structura.

Material detritic: cuarț în fragmente colțuroase cu extincție slab ondulatorie de 0,08—0,11 mm d'armetru, mai frecvente pe anumite plane, muscovit și sporadic zircon, biotit, epidot, turmalin și leucoxen.

Minerale autigene: foarte mult calcedonit, puțin opal în cavitățile unor microorganisme (în special Foraminifere), glauconit în agregate, cu contur neregulat dar tranșant, alcătuind abia 2% din masa rocei.

Resturi de organisme: numeroase spicule de Spongieri conservate în calcedonit, constituind mare parte din rocă. Predomină spiculele ovale și sferice,





dar nu lipsesc nici cele alungite, monoaxe. Se mai observă rare Truncatuline conservate în calcit, rari Radiolari cu scheletul și interiorul calcifiat, iar uneori cu interiorul plin cu opal; deasemenea rare Globigerine.

În concluzie, roca este un calcar silicios, gresos (cu cuarț detritic) cu spicule de Spongieri (microsclere).

Cealaltă secțiune provine dintr'un eșantion dela izvorul Pârâului Ciungi M-reă Agapia), la E de cota 869, este asemănătoare cu precedenta, cu deosebire că cimentul este mai silicios. În afară de aceasta, în zonele de culoare vernil cuarțul este mai abundent (circa 40% din rocă) și este însoțit de glauconit, în timp ce în cele albe-gălbui, ambele lipsesc.

κ) Calcarul de tip «Pasieczna» constituie un orizont foarte constant și ușor de recunoscut al Eocenului marginal, găsindu-se în general la 200—250 m dela baza acestuia.

El constituie un pachet de strate gros de 5—10 m, stratele însăși măsurând între 10 și 15 cm grosime și având suprafețele de stratificație plane. Este un calcar cu bobul fin, aproape lithografic, uneori pe alocuri puțin silicios, dur, de culoare alb-gri-deschis, sau beige, mai rar oliv. Lovit, se sparge în așchii foarte ascuțite. Uneori prezintă numeroase diacłaze foarte subțiri (de 0,1 mm grosime) și rectilinii; alteori devine marnos, de culoare oliv și prezintă numeroase Fucioide fine.

Câteodată se văd, în spărtură, insule foarte mici, de culoare mai închisă, care nu sunt altceva decât porțiuni silicifiate.

Menționăm că noi înșine n'am avut ocazia să comparăm roca noastră cu un Calcar de Pasieczna provenind dela locul de unde i se trage numele; deaceia întrebuințăm această denumire cu toată rezerva, considerând deocamdată paralelizarea discutabilă.

Studiul microscopic al acestui calcar l-am făcut pe 13 secțiuni.

Din acestea am ales ca tip o secțiune printr'un eșantion de pe P. Râșcuța, a cărei descriere detaliată o dăm mai jos:

Secțiunea nr. 34

Data colecționării eșantionului: 1938.

Locul: P. Râșcuța, la confluența cu P. Bolovanului (de W).

Eșantionul privit macroscopic este alb-gri și prezintă dungi subțiri de 1 mm lățime, de culoare mai închisă.

Masa fundamentală a rocei este constituită din carbonat de calciu microcristalin, alcătuit din scheletul a nenumărate Coccolithophoridee.

Materialul detritic este aproape inexistent; se observă doar câteva fragmente foarte mici de cuarț.

Minerale autigene: opal incolor, transparent, umplând cavitățile câtorva microorganisme mai mari, care par a fi Radiolari. Într'o porțiune din rocă



se vede opal în amestec cu  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Foarte puțină pirită răspândită ca g'obule se observă ici, colo, în toată secțiunea.

Resturi de organisme: foarte numeroase spicule de Spongieri tetractinelizi complet calcificate. Multe microorganisme rotunde, ceva mai mari, probabil Radiolari, pline unele cu opal, altele cu calcit microcristalin.

Alte fragmente mici de organisme nedeterminabile.

În concluzie, roca este un calcar pe alocuri foarte puțin silicios cu Cocco-lithophoridee, spicule de Spongieri calcificate și Radiolari.

Celelalte secțiuni se împart în trei grupe, după cantitatea de spicule de Spongieri care le conțin. Șase secțiuni constituind un prim grup sunt identice, sub acest raport, cu cea tip.

Ele provin din eșantioane culese din: P. Șipoțelu (nr. 106) aproape de confluența cu Râșcuța, P. Branului (nr.-46) la confluența cu P. Neamțu, P. Dâmbovița (nr. 59) la confluența cu P. Râșcuța (acesta conținând în plus foarte puțin glauconit, afluentul P. Rusu Mare din Poiana Coarnele, din pâraul care curge din Poiana Sihla spre E precum și un altul provenind de pe P. Branului, la 400 m S de confluența cu Neamțu.

Alte trei secțiuni, constituind al doilea grup, se deosebesc de cele de mai sus prin faptul că prezintă spicule de Spongieri în cantitate încă mare, dar nu atât cât precedentele, spicule de data aceasta mai fine. Ele provin respectiv din P. Dobreanu la 300 m N cota 698 (de pe harta 1: 20.000), Vf. Chita Mare și P. Râșcuța, la capătul de W al Poienii lui Ion (în dreptul literei «I» de pe harta 1: 20.000).

În fine, un ultim grup de trei secțiuni sunt complet lipsite de spicule. Acestea provin din P. Poiana Crucii (la 200 m N de confluența cu Râșcuța), P. Trepezoi la confluența cu P. Chilia (M-rea Schăstria) precum și dela Chitele Secului (la 400 m SW de cota 1.017).

Nu este exclus ca lipsa spiculelor să fie datorită faptului că secțiunile au prins un sector unde ele sunt absente. Într'adevăr, într'o secțiune dela confluența Pârâului Branului cu P. Neamțu, se observă juxtapuse o porțiune cu spicule iar alta complet lipsită de spicule.

Remarcăm că roca pe care o denumim noi calcar de tip «Pasiczna» este mult deosebită de calcarul «à chailles» descris de MARGARETA FROLLO din Flișul dela Tg. Ocna (42, pag. 78).

Acesta din urmă, în afară de faptul că prezintă accidente silicioase după care a și fost denumit, este constituit el însuși din calcit larg cristalizat (nu criptocristalin ca al nostru), iar spiculele de Spongieri sunt în proporție de 50%, încă silicioase (cele descrise de noi sunt 100% calcificate).

1) Calcarul a b-gălbui grosier se găsește în legătură cu Calcarul de tip Pasiczna, fiind mai mult o varietate a lui cu material detritic





mai abundent, ceea ce îl și face mai aspru la pipăit. Pe spărtură prezintă numeroase puncte foarte mici de culoare închisă, care nu sunt altceva decât granule de glauconit. Intregul pachet de calcar grosier măsoară 1—2 m și este alcătuit din strate de 5—15 cm grosime.

Studiul lui microscopic l-am făcut pe trei secțiuni.

Din acestea am ales ca tip una provenind dintr'un eșantion dela Vf. Paltin a cărei descriere detaliată o dăm mai jos:

Secțiunea nr. 117

Data colecționării eșantionului: 1939.

Locul: Vf. La Paltin, cota 1.043, la S de Chita Mare.

Masa fundamentală a rocei este constituită din calcit larg cristalizat.

Material detritic: mult cuarț (aproximativ 20% din masa rocei în fragmente mari colțuroase de 0,08 mm diametru), rare fragmente de feldspat plagioclaz alterat, de șist cloritos, de cuarțit, precum și rare lamele de muscovit.

Minerale autigene: foarte puțin glauconit (câteva granule mici în toată secțiunea) și mai puțină pirită ca globule în unele microorganisme.

Resturi de organisme: mare parte din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  care alcătuiește roca provine din fragmente de organisme nedeterminabile. În afară de acestea, se disting numeroase Rotalii bine conservate în calcit.

În concluzie, roca este un calcar alb-gălbui, grosier, cu cuarț și Rotalii.

Altă secțiune provine de pe P. Secu, la jumătatea distanței dintre P. Arșiței și P. Trepezoiu, și se deosebește de precedenta prin aceea că nu conține ca material detritic decât cuarț, iar la categoria mineralelor autigene se adaugă puțin calcedonit. În fine, pe lângă Rotalii, se observă și rare microsclele de Spongieri, conservate în calcedonit.

Ultima secțiune provine dela NE de M-rea Schăstria. Atât masa fundamentală a rocei cât și materialul detritic sunt identice cu cele dela secțiunea-tip. Se adaugă doar puțin glauconit rotunjit (1% din rocă). Ca mineral autigen prezintă, pe lângă glauconit, și relativ mult fosfat de calciu (amorf), fie în microorganisme, fie în ciment, deasemenea hematit în plaje neregulate sau în microorganisme. Acestea din urmă sunt foarte numeroase. Se disting Truncatuline, Textularii, Globigerine cu testul robust precum și fragmente de Briozoare și de Echinide.

μ) Urmează o serie de calcare și gresii (a doua) cu aspect variabil, când cenușii, când albăstrui, când verzui, încât este imposibil să distingem printre ele tipuri de roce caracteristice. Deasupra lor stă orizontul argilelor verzi.

ν) Argilele verzi alcătuiesc un orizont constant la partea superioară a Eocenului.



El este constituit dintr'un pachet de argile, gros de aproximativ 150 m, în strate subţiri de 1—3 cm, şistoase sau solzoase.

Culoarea lor variază dela verde-oliv la verde-gri. Pe feţele expuse prezintă uneori pete ruginii. Cu apa se înmoaie uşor şi dau naştere la pornituri.

Trecerea dela acest orizont la Stratele de Bisericiani se face aproape pe nesimţite. Stratele de Bisericiani se deosebesc totuşi prin faptul că prezintă pe suprafeţele lor multe lamele de muscovit, au dese intercalaţi marnoase, o culoare verde mai murdar şi un mod particular de a se desagrega.

Studiul microscopic al argilelor verzi l-am făcut pe patru secţiuni.

Una din ele am ales-o ca tip şi o descriem detaliat mai jos.

#### Secţiunea nr. 63

Data colecţionării eşantionului: 1938.

Locul: Pârâul Valea Colibei, la 600 m SSE de Vf. Crucea Tomei, pe primul afluent pe dreapta al pârâului.

Masa fundamentală a rocei este constituită din argilă criptocristalină cu foarte puţin  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Culoarea şi-o datoreşte unui pigment verde, difuz, necristalizat.

Material detritic: foarte puţin cuarţ, cea mai mare parte în fragmente mici sub 0,015 mm diametru; alte fragmente (mai puţin numeroase) sunt ceva mai mari. Se mai observă foarte rare fragmente de plagioclaz şi zircon.

Minerale autigene: glauconit, fie ca nori cu contur neprecis, fie, mai ales, umplând cavităţile unora dintre Radiolari.

Foarte rare insule, mai mult sau mai puţin circulare, de un mineral gălbui, clar, transparent, izotrop, probabil opal, în interiorul unor Radiolari. Foarte puţin calcit, tot în microorganisme. Câteva plaje de limonit şi hematit.

Resturi de organisme: numeroşi Radiolari de tipul *Spumellaria*, foarte frumos conservaţi în glauconit. La mulţi se observă perfect structura, inclusiv sferulele interne. Puţini sunt conservaţi în calcit, în care caz nu li se mai recunoaşte structura. Între cei conservaţi în calcit se distinge o *Haliomma* din tipul *Spumellaria* şi un *Lychnocarium* din tipul *Nassellaria*. În afară de acestea se mai văd foarte rare spicule de Spongieri calcificate.

În concluzie, roca este o argilă verde, glauconiferă, cu Radiolari.

Celelalte trei secţiuni, deşi se aseamănă foarte mult cu cea tip, sunt toate lipsite de organisme.

În afară de aceasta, una din ele, provenind de pe P. Nilului (lângă plai), este aproape complet lipsită de material detritic şi conţine numai extrem de puţin cuarţ şi câteva lamele de muscovit.

De asemenea ca materiale autigene nu se observă decât vreo câteva granule de glauconit.





Altă secțiune provenind dintr'un eșantion dela E de cota 759, de lângă Schitul Procov, este mai bogată în cuarț detritic decât cea tip și la fel de bogată în glauconit autigen; în afară de aceasta este lipsită de fragmente de plagioclazi și zircon, dar conține rare lamele de muscovit și clorit.

În fine, ultima, provenind de pe P. Ciungi, la 600 m S de confluența cu P. Agapia, este constituită aproape exclusiv din cristale extrem de mici de un mineral verde, slab policroic cu culoare de birefrigență ridicată, ce pare a fi clorit sau alt mineral din grupul micelor. Prezența lui face ca și structura rocei să pară mai puțin fină. Secțiunea aceasta este lipsită atât de material detritic, cât și de material autigen și resturi organice.

În orizontul argilelor verzi apar, la partea superioară, intercalațiuni sporadice de argile roșii care, cel puțin macroscopic, nu se deosebesc decât prin culoare de celelalte.

Dela argilele verzi se trece, de obicei, treptat, la Stratele de Bisericani.

§) **Stratele de Bisericani** se prezintă ca un pachet de strate, gros de aproximativ 150 m, constituit din marne și argile șistoase, relativ nisipoase, de culoare verde murdar, în strate de 1—2 cm, cu fețele de separație solzoase, prezentând numeroase lamele foarte mici de muscovit, cu rare intercalațiuni subțiri de gresii fine verzi.

Stratele de Bisericani iau o dezvoltare din ce în ce mai mare, către exteriorul Pânzei marginale. Ele lipsesc în schimb cu desăvârșire la W de Zona paleogenă, Crucea Tomei, M-rea Sihla (excluzând bineînțeles Fereastră Bran—Dumesnic—Cracău care ține de altă unitate, cu facies net extern).

Studiul lor microscopic l-am făcut pe patru secțiuni, din care două prin argile și două prin marne, a căror descriere am făcut-o desigur separat.

**Argile din Stratele de Bisericani.**

**Secțiunea nr. 70**

**Data colecționării eșantionului: 1938.**

**Locul: P. Bârca (a Văii Slatina), la 700 m de gura pâraului, în satul Slătioara.**

Masa fundamentală este constituită din argilă criptocristalină colorată în verde-gălbui murdar, de o substanță fin dispersată în ea (ca un nor), probabil un compus al fierului, element care de altfel se mai găsește în rocă în cantitate relativ mare sub formă de limonit.

**Material detritic:** multe lamele de muscovit, precum și numeroase fragmente de cuarț, colțuroase, de dimensiuni variabile, în genere de 0,02 mm diametru (puține ajung la 0,08 și chiar 0,16 mm); foarte rare granule de granat.

**Minerale autigene:** glauconit (cam 2% din masa rocei) în granule de dimensiuni foarte diferite, dela 0,015—0,08 mm diametru, cu contur în general neprecis.

Mult limonit ca nori difuzi în toată roca.

Resturi de organisme: două Globigerine rău conservate.

În concluzie, roca este o argilă nisipoasă, micaferă, cu glauconit și limonit.

Cealaltă secțiune, făcută printr'un eșantion provenind din V. Afinișului (M-rea Neamțului), este perfect identică cu precedenta.

Secțiunea nr. 88 Marne din Stratele de Bisericiani)

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: V. Magherniței, 2,5 km W de M-rea Neamțului.

Masa fundamentală a rocei este constituită în proporții egale din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin și argilă colorată în galben-verzui de un pigment difuz.

Material detritic: mult cuarț (între 8—10% din masa rocei) cu extincție în general ondulatorie, în fragmente colțuroase, în medie de 0,1 mm diametru.

Câteva fragmente foarte proaspete de 0,08—0,1 mm de feldspat plagioclaz, maclat după legea albitului.

Rare fragmente de zircon, clorit, muscovit și foarte rare de biotit.

Minerale autigene: mult glauconit (8—10% din masa rocei) în granule de 0,06—0,11 mm, cu contur neregulat dar precis; mult hematit ca globule mici sau agregate de globule de 0,03—0,04 mm răspândite în toată roca; puțină pirită.

Resturi de organisme: foarte rare (câteva) Rotalii, Truncatuline întregi sau fragmente conservate în calcit; un fragment mare de substanță organică brună, de origine probabil vegetală.

În concluzie, roca este o marnă nisipoasă, micacee cu glauconit.

O altă secțiune provenind dintr'un eșantion de marnă dela N de cota 790 din D. lui Aron (M-rea Agapia), este aproape identică cu precedenta. Este lipsită doar de biotit, dintre mineralele detritice și de hematit, dintre cele autigene, precum și aproape complet de resturile de organisme.

o) Gresia de Lucăcești apare sporadic la partea cu totul superioară a Eocenului, fie peste Stratele de Bisericiani, fie, când acestea lipsesc, peste orizontul argilelor verzi. Ea se găsește întotdeauna imediat sub orizontul de menilite oligocene.

Denumirea de Gresie de Lucăcești a fost introdusă de I. P. VORTEȘTI (43, pag. 787) care o considera eocenă. I. ATANASIU o atribuia în schimb Oligocenului (23, pag. 156) pentru că o socotea un echivalent al Stratelor de Bisericiani, după dânsul oligocene. Cum noi am convenit să considerăm eocene toate stratele de sub menilite, urmează că am înglobat implicit Gresia de Lucăcești la Eocen.

Petrografic, Gresia de Lucăcești este o gresie asemănătoare cu Gresia de Kliwa, albă-gălbuie, silicioasă, colorată uneori slab verzui iar alteori verzui



aproape gri, datorită prezenței unui pigment constituit din nenumărate granule fine de glauconit de dimensiuni reduse.

Pe suprafața unora din eşantioane se observă lamele fine de muscovit.

Grosimea întregului pachet de Gresie de Lucăcești variază între 2—4 m. Ea se prezintă în bancuri de 0,5—1 m grosime și este lipsită de șistozitate. La exteriorul Pânzei marginale pare a lipsi cu totul.

Studiul ei microscopic l-am făcut pe două secțiuni din care una am ales-o tip. Dam mai jos descrierea ei detaliată:

#### Secțiunea nr. 67

Eşantionul este de culoare verzuie și este lipsit de șistozitate.

Roca prezintă la microscop foarte puțin ciment silicios, așa încât granulele de material detritic se mulează unele pe altele.

Material detritic: mult cuarț (circa 90% din masa rocei) ca fragmente colțuroase de dimensiuni mijlocii (în medie de 0,05—0,1 mm), mulându-se reciproc.

Puțin glauconit detritic (cea mai mare parte este autigen).

Numeroase lamele de muscovit și mai puține de biotit și foarte rare cristale de zircon și feldspați plagioclazi.

Minerale autigene: cea mai mare parte a granulelor de glauconit cu contur precis de 0,08 mm diametru în medie. Puțin limonit.

Resturi de organisme: lipsesc.

Cealaltă secțiune provine dela gura Pârâului Jacotelor.

Am putea spune că e perfect identică cu prima, dacă n'ar fi lipsită de glauconit detritic și n'ar avea muscovit și biotit în cantitate mai mică. Deosebiile sunt însă minime.

### C) OLIGOCENUL

Am atribuit Oligocenului, în mod mai mult sau mai puțin convențional, întreg pachetul de strate care începe cu menilite și se termină cu Gresia de Kliwa.

a) **Răspândirea Paleogenului.** În general, în dezvoltarea lui în suprafață, Oligocenul este strâns legat de Eocen. Pentru motivul acesta este mult mai avantajos — am putea zice aproape inevitabil — să urmărim răspândirea acestor două etaje ale Paleogenului, simultan.

Din capul locului trebuie să remarcăm că Paleogenul din Vestul regiunii a fost îmbucătățit de eroziune în mai multe petece, mai mult sau mai puțin întinse, în timp ce, cel din Estul ei constituie zone continue dirijate dela NW — SE. Incepând dela W la E se pot distinge următoarele petece și zone:

Paleogenul de pe zona senoniană a Pipirigului;

Paleogenul de pe zona Plaiului Olteanului — Chitele Secului;

Zona paleogenă Crucea Tomei — M-rea Sihla;



Zona Bârca—Leghin—Ciungi și

Zona Brăileanca—Văratec.

Paleogenul de pe zona senoniană a Pipirigului constituie în primul rând un petec cu contur mai mult sau mai puțin oval, întinzându-se în direcția NW—SE pe o distanță de 8 km, petec care maschează Senonianul pe o mare întindere între Vârfurile Deleleu și Chițigaia de Sus.

La alcătuirea lui iau parte în egală măsură stratele aparținând Eocenului de facies intermediar și Oligocenului.

Tot pe Senonianul din zona Pipirigului se mai găsește încă un petec izolat de Eocen alungit, de forma unei benzi de 300 m lărgime, în partea de SW a fereastră Bran—Dumesnic—Cracău.

Acest petec se poate urmări din Picioarul Cailor prin Vârful Crainic până spre SE, la izvoarele Pârâului Crainic, de unde continuă spre S, ieșind din regiune.

Paleogenul de pe zona senoniană Plaiul Olteanului—Chitele Secului este foarte mult îmbucătățit.

Pornind dela N la S, găsim pe această zonă mai întâi un petec de Paleogen în Vf. Bursunari și D. Petrișului. Acesta comunică, printr-o fâșie îngustă, în care este reprezentat numai Eocenul, cu un alt petec de Paleogen dezvoltat pe Vârfurile Bâta Netedă și Chițigaia de Jos. Eocen-Oligocenul din Chițigaia de Jos se leagă, la rândul său, cu cel din Chițigaia de Sus pe la cotele 200.

După o întrerupere de 2,5 km, găsim din nou Paleogenul dezvoltat pe o mare suprafață între P. Străjii și Dumesnic. Acest petec, de formă alungită, se întinde în direcția NNW—SSE pe o distanță de 6 km și atinge maximum de lărgime (2 km,) cam în dreptul Măgurei Dumesnicului. El constituie o cută «à rebour» rebour-ul Straja—Dumesnic.

În fine, la S de P. Dumesnic se găsesc pe zona senoniană Plaiul Olteanului—Chitele Secului, încă patru petece reduse, alcătuite numai din Eocen.

Primul, de formă alungită, flanchează dela N la S Fereastră Bran—Dumesnic—Cracău în dreptul Chitei Mari, pe o distanță de 3,8 km, iar al doilea, de forma unei semilune, se întinde tot în direcția N—S la fundul Pârâului Secu, între punctul denumit La Răscoale și Poiana Jderi pe o distanță de 2,8 km.

Al treilea, situat la Chita Mare între celelalte două, este tot de formă alungită și se întinde în direcția N—S pe o distanță de 1,2 km, fără a depăși nicăieri 200 m lărgime.

În fine, ultimul se poate urmări la Fundul Cracăului dealungul Pârâului Frasinu, pe o distanță de 2,2 km.

Zona paleogenă Crucea Tomei—M-reă Sihla se întinde în direcția NNW—SSE pe o lungime de 30 km, începând dela N de Vf. Crucea Tomei până la Râpa Coroiu din D. Mare-Sihla. Lărgimea ei medie este de 2,5 km, lărgime pe care o depășește numai în extremitatea de S, unde atinge aproximativ 5 km.



La constituția acestei zone ia parte atât Eocenul, care o flanchează lateral, cât și Oligocenul, pe toate întinderea sa, cu excepția unui sector de 1,5 km în dreptul M-rii Sehăstria unde acesta din urmă lipsește. Este interesant că Eocenul de pe flancul de W comunică larg, în extremitatea nordică, cu cel de pe zona senoniană Plaiul Olteanului — Chitele Secului. Comunicația se face mai întâi pe V. Suha Mare, apoi în dreptul P. T. Vf. Pietroasei și, în fine, în dreptul Dealului Crucii.

Zona Bârca—Leghin—Ciungi se poate urmări dela D. Pietrei, din Nordul regiunii, tot în direcția NNW—SSE pe aceeași distanță de 30 km, alcătuită fiind din ambele serii ale Paleogenului.

Eocenul constituie flancul ei de W pe toată întinderea sa, cu excepția unui sector de 8,5 km lungime între D. Socilor și P. Fundu Rupturilor. Pe tot acest sector Oligocenul vine în contact direct cu Senonianul.

Eocenul lipsește deasemenea pe flancul de E al zonei, din D. Pietrei până în P. Nemțisoru. Pe această distanță, Oligocenul ia contact direct cu Miocenul. De aici spre S apare Eocenul pe tot lungul ei.

Zonele Crucea Tomei—M-reă Sihla și Bârca—Leghin—Ciungi sunt net separate prin Senonianul din zona Dobreanu—Serghie, numai începând din D. Rusu spre S. În partea lor de N, Eocenul din flancul de W al primei se contopește cu cel de pe flancul de E al secunde.

Lărgimea medie a zonei paleogene Bârca—Leghin—Ciungi este de circa 2 km, lărgime depășită numai la extremități unde atinge cel mult 2,5 km.

Zona Brăileanca—Văratec se întinde la marginea Flișului pe o lungime de 15 km, cu aceeași direcție ca primele, începând din capătul de N al Dealului Brăileanca, de pe P. Maghernița până la S de M-reă Văratec.

În partea ei de N, Oligocenul apare sporadic la exterior, sub forma a trei petece, din care două mai mari, la S de Schitul Vovidenia, iar altul, foarte mic la gura Pâiului Valea Rea. Din Vf. Măguricea spre S el constituie o fâșie continuă, dar tot numai la exteriorul zonei, fâșie care stă în contact direct cu Miocenul.

Zonele Bârca—Leghin—Ciungi și Brăileanca—Văratec sunt și ele net separate prin Senonian, numai începând din Poiana Grajdurilor spre S. În partea de N a sa, Eocenul din flancul de E al primei se contopește aproape complet cu cel din flancul de W al secunde.

b) Grosimea și orizontarea Oligocenului. Oligocenul, atât cel care stă pe Eocenul intermediar cât și cel care stă pe Eocenul marginal, se prezintă sub același facies în toată regiunea. Excepție face numai partea lui superioară și numai pe o mică suprafață în Nord-Estul Pânzei. Grosimea totală a seriei variază între 400—600 m.



În această serie am distins trei orizonturi petrografice şi anume de jos în sus: Orizontul inferior (menilitic-marnos), Orizontul mediu (disodilic) şi Orizontul superior.

Asupra denumirilor vechi întrebuiţate pentru aceste orizonturi, precum şi asupra diferitelor vârste ce li s'au atribuit în decursul vremii, în Carpaţii orientali, nu ne oprim, dat fiind că un istoric complet al acestei chestiuni a fost deja făcut de S. ATANASIU, G. MACOVEI şi I. ATANASIU (44, pag. 333-342).

Menţionăm că din cele trei orizonturi, cea a cărei vârstă a putut fi precizată cu mai multă probabilitate de a fi aproape de adevăr este acela al şisturilor disodilice.

Încă din anul 1883, GR. COBĂLCESCU (13, pag. 64) le-a atribuit vârsta oligocenă, pe baza asemănărilor petrografice cu Stratele de Ileanda Mare, socotite de HOFFMANN ca aparţinând Oligocenului mediu.

Vârsta disodilelor, aşa cum a fost determinată de GR. COBĂLCESCU (pe care l-a urmat apoi şcoala geologică română), este discutabilă din două motive: 1) pentru că se bazează pe analogiile lor petrografice cu Stratele de Ileanda Mare, formaţii atât de distanţate în spaţiu, şi 2) pentru că nici măcar vârsta acestora din urmă nu este determinată în mod neîndoielnic, deşi ea nu poate fi departe de adevăr.

*α) Orizontul inferior (menilitic-marnos)* este constituit dintr'un banc de menilite, peste care stă o serie de marne brune bituminoase.

Din cauza grosimii reduse a acestor două pachete de strate (aproximativ 25 m), având cu toate acestea caracterul de adevărate orizonturi, am fost nevoiţi să le reunim într'un singur orizont şi să le cartăm împreună. Reprezentarea lor separată pe hartă ar fi fost practic imposibilă la scara la care am lucrat (1:20.000).

Menilitele alcătuiesc un orizont gros de 4—5 m. Sunt roce silicioase, dure, aproape jaspuri, brune, în strate de 2—10 cm. Lovite, se sfărâmă în paralelipede cu muchii ascuţite, după plane de mai mică rezistenţă; nu fac efervescenţă cu acizii.

Din cele două secţiuni pe care le-am studiat, una, provenind din D. Sihla, la E de cota 1130, am ales-o ca tip şi o descriem detaliat mai jos.

#### Secţiunea nr. 143

Data colecţionării eşantionului: 1941.

Locul: D. Sihla, E cota 1130 de pe harta 1:20.000, M-reă Agapia.

Secţiunea prezintă zone de 1—3 mm lăţime, de culoare brună mai închisă, alternând cu zone paralele, largi de 10 mm, de culoare brună mai deschisă.

Toată masa rocei este constituită din fibre de calcedonit, mai mari în zonele de culoare deschisă şi mai fine —abia vizibile— în cele de culoare mai





închisă. Culoarea brună este datorită unei substanțe bituminoase. Aceasta este mult mai abundentă în zonele de culoare închisă, unde este dispusă sub forma unor pelicule lungi, stratiforme, paralele, puțin ondulate și cu nenumărate globule. În zonele de culoare deschisă, substanța bituminoasă se găsește în cantitate ceva mai mică și numai ca globule foarte fine. Nu se vede nici urmă de structură organică (Diatomee sau alte organisme silicioase).

Roca este un accident silicios stratificat, bituminos, constituit din calcedonit fără resturi de organisme.

Altă secțiune, provenind din D. lui Aron Vodă (la W de cota 853) de lângă M-reă Agapia, se deosebește prea puțin de prima prin faptul că zonele de culoare închisă sunt mult mai subțiri și mai puțin bituminoase. Substanța bituminoasă se prezintă aproape numai ca globule. Peliculele bituminoase sunt mult mai rare. Altfel, masa roci este constituită tot din calcedonit.

Din examinarea celor două secțiuni se vede că menilitele noastre sunt identice cu cele descrise din Pintenul de Văleni ca menilite propriu zise, de către M. G. FILIPESCU (45, pag. 258, punctul c), și cu cele descrise din Moldova, de WETZEL și KREJCI-GRAF (36, pag. 90, nr. 57, 58 și 59).

După M. G. FILIPESCU (31, pag. 119 și 120), menilitele fac parte din grupa rocilor silicioase chimice reprezentând accidente silicioase de tipul «opalit» și «chert» în mediu silicios. Aceste accidente silicioase au luat naștere din silicea Diatomeelor și spiculelor de Spongieri, dizolvată în mediul marin și precipitată sub forma unui gel de silice dispus în strate sau «cuiburi».

Tot după d-sa (31 pag. 119) este de remarcat că în Carpații orientali «în timp ce în partea sudică a acestor munți domină rocele silicioase organice, în partea centrală și nordică, fenomenul de silicifiere este așa de dezvoltat, încât aproape nu se mai întâlnesc rocele silicioase organice, ele fiind transformate complet în așa numitele menilite».

Secțiunile noastre, prin lipsa totală a organismelor, nu fac decât să confirme aceste constatări.

Marnele brune bituminoase sunt marne calcaroase cu bobul foarte fin, de aspectul unui calcar lithografic. Pe fețele alterate sunt albe, ceea ce îndreptățește până la un punct denumirea de marne albe, ce li s'a dat uneori. Ele sunt dure și casante; uneori prezintă un aspect rubanat. Lovite cu ciocanul, lasă să sară așchii și produc un miros caracteristic de petrol. Se prezintă în strate de 5 — 10 cm grosime și alcătuiesc un pachet de 15 — 20 m. Sunt lipsite de fosile.

Studiul lor microscopic l-am făcut pe o singură secțiune. Iată rezultatele:

Secțiunea nr. 172

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: P. Nilului (în amont).



Macroscopic, eșantionul este de culoare brun-deschisă, rubanat, cu dungi de culoare mai închisă.

Roca este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin cu puțină argilă în care este răspândită foarte multă substanță bituminoasă ca nori și mult mai puțin ca globule.

Pe anumite direcții paralele acezta din urmă este în cantitate mai mare și constituie benzi de culoare mai închisă.

Cantitatea mică de argilă pe care o conține îndreptățește într-o oarecare măsură denumirea de «Kalkschiefer» sub care o desemnează KREJCI-GRAF.

Materialul detritic este redus la câteva fragmente mici de cuarț de 0,08 mm diametru.

Ca material autigen secțiunea conține numai 4—5 granule de glauconit. Resturi de organisme: lipsesc.

În concluzie, roca este un marno-calcar bituminos.

Este interesant de semnalat că în legătură cu marnele brune bituminoase pare să stea și un lumachelle cu rare elemente verzi, găsit numai sub forma câtorva mici blocuri rulate în Estul Pânzei marginale, în talvegul Gropii Boului, la SW de Prihodia (Bălățești), puțin în afara cadrului hărții noastre.

Acest lumachelle este constituit din numeroase Lamellibranchiate de 1—2 cm lungime, din nenorocire nedeterminabile.

Remarcăm că multă vreme marnele brune bituminoase au fost considerate inferioare menilitelor.

În anul 1942 I. ATANASIU ne-a sugerat ideea de a urmări problema poziției stratigrafice a acestor două orizonturi, întrucât dânsul se zărise în partea centrală a Carpaților orientali adevărata lor poziție, asupra căreia dealtfel a și dat imediat unele relații (23, pag. 157).

Dând curs acestei sugestii, am controlat limita Eocen-Oligocen în 16 puncte deosebite din regiune. Nu am putut reține decât șase profile, celelalte fiind incomplete. Ele se găsesc pe P. Gheșunoaia (la 300 m E de confluența cu Arșița Caprei), pe P. Râșcuța (între Pic. Bolovanului și D. Hâjaba), pe P. Comorii afluent al Moisei, pe P. Magherniței (ramura dela S de Coasta Popii), pe P. Jacotelor, precum și pe P. Comorii (dela M-rea Agapia).

În cinci din aceste șase profile se verifică în totul succesiunea indicată de I. ATANASIU; numai cel de pe P. Jacotelor face excepție. Într'adevăr, pe acest pârâu, marnele brune bituminoase stau la baza seriei oligocene, sub menilite.

β) *Orizontul mediu (disodilic)*. Deasupra marnelor brune bituminoase se găsește în mod constant pachetul șisturilor disodilice, gros de aproximativ 350 m.





Aceste disodile sunt şisturi argiloase bituminoase, foioase, negre sau brune închis, pe suprafeţele cărora se observă aproape întotdeauna solzi şi resturi de schelete de Peşti, precum şi eflorescenţe de sulfaţi galbene ca lămâia şi mici rozete de cristale de gips.

În legătură cu ele se găsesc adeseori izvoare feruginoase şi sulfuroase cu un debit redus.

La partea superioară, în seria disodilelor, apar intercalaţii din ce în ce mai frecvente de Gresii de Kliwa, sau conglomerate cu elemente verzi, care apoi predomină.

Am trasat în mod arbitrar limita între cele două orizonturi la nivelul la care acestea predomină faţă de disodile.

Studiul microscopic al disodilelor l-am făcut pe o singură secţiune. Iată rezultatele:

Secţiunea nr. 168

Data colecţionării eşantionului: 1937.

Locul: P. Nilului (M-rea Neamţului).

Roca este constituită din material argilos în care se vede o foarte mare cantitate de substanţă bituminoasă, brună, în sferule, sau mai ales ca nori condensaţi.

Material detritic: foarte rare fragmente mici de cuarţ.

Minerale autigene: lipsesc în secţiunea studiată cu excepţia câtorva granule mici de glauconit.

Resturi de organisme: sunt deasemeni absente.

Roca este o argilă bituminoasă.

În disodilele din regiunea noastră am găsit adeseori numeroase resturi de Peşti, care nu pot fi determinaţi din cauza relei lor stări de conservare; reamintim însă că Izopodul *Proidotea haugi*, determinat de RACOVITZĂ şi SEVASTOS, provenea dela Bălăţeşti (46, pag. 175). Deasemenea N. COSMOVICI a determinat şi dânsul o serie de Moluşte dela Văleni (47).

În fine, tot N. COSMOVICI a determinat şi o bogată faună de Peşti dela Piatra Neamţ, pentru a nu pomeni decât punctele fosilifere cele mai apropiate de regiunea noastră.

Cu toată bogăţia lor, aceste faune nu servesc cu nimic la determinarea vârstei disodilelor, fiind constituite din forme necaracteristice.

În legătură cu orizontul disodilelor, este interesant de semnalat prezenţa unor conglomerate cu elemente verzi în două puncte, la marginea de E a Pânzei marginale. Este vorba de conglomeratele care ocupă o mică suprafaţă pe P. Slatina (din satul Slătioara), imediat la W de gura celui de al doilea Pârâu al Gruului (cel de W) de pe harta 1: 20.000,

precum și de cele de pe P. Bârca Râșcei, puțin la N de bifurcare, aproape de plai<sup>1)</sup>.

Elementele care le constituie au în primul caz dimensiuni de 10—15 cm, iar în cel de al doilea, chiar până la 50 cm. În afară de șisturi verzi mai conțin sporadic calcare cu Nummuliti, iar cele de pe P. Slatina fragmente de Ostrei, precum și Nummuliti în ciment (deci *in situ*, neremaniați).

Aceste conglomerate par să invadeze local tot orizontul disodilic, începând chiar dela nivelul marnelor brune bituminoase.

γ *Orizontul superior* se prezintă sub două faciesuri: Faciesul Gresiei de Kliwa și Faciesul conglomeratic.

*Faciesul Gresiei de Kliwa* este răspândit pe aproape toată Pânza marginală (inclusiv pe Eocenul intermediar, cu excepția unei mici suprafețe în partea ei de N).

Grosimea Orizontului superior, sub acest facies, este de aproximativ 150—250 m. Este posibil ca inițial grosimea lui să fi fost mai mare întrucât o parte a putut cădea pradă eroziunii. Enunțăm această posibilitate pentru că nicăieri n'am găsit peste Gresia de Kliwa depozite mai noi. În afară de aceasta, chiar limita inferioară a orizontului este oarecum arbitrară, fiind stabilită în mod convențional acolo unde intercalațiunile de Kliwa predomină asupra disodilelor.

Pe alocuri, în Gresia de Kliwa se găsesc și conglomerate cu elemente verzi ca intercalațiuni de câțiva metri grosime.

Astfel pe P. Slatina, la 100 m NW de gura Pârâului Gruului (de E), pe P. Bârca Slatinei, pe ramura de N a Pârâului Fundu Trestioarei (unde în cimentul calcaros se văd Nummuliti mici), pe P. Comorii, afluent al Moșei, pe P. Comorii la 400 m ESE de Poiana Serghioru, la SE de M-rea Văratec, etc.

Numele de Gresie de Kliwa a fost utilizat pentru prima dată de H. WALTER pentru gresia albă silicioasă din Muntele Kliwa, din apropierea localității Zarzyce (Galiția), gresie care stă peste o serie de disodile. Atragem atenția asupra faptului că, după B. SWIDERSKI, Gresia de Kliwa, în sensul pe care i-l acordăm noi geologii români, lipsește în Polonia. După dânsul « dans les Carpathes polonaises on appelle *Grès de Kliwa* des bancs de grès d'épaisseur variable, compris dans les schistes ménilitiques et le plus souvent concentrés dans la partie inférieure de ces derniers » (48, pag. 113).

<sup>1)</sup> În afară de acestea, am mai găsit conglomerate cu elemente verzi cu ciment puțin abundent, argilos, dar numai ca intercalațiuni neînsemnate la baza disodilelor — între altele pe P. Râșcuța (lângă confluența cu P. Bâta Neagră) precum și la SE de izvorul sărat și sulfuros (Izvorul Tămăduirii), dela Schitul Vovidenia, de lângă M-rea Neamțului.





Din punct de vedere petrografic, Gresia de Kliwa este o gresie silicioasă, de consistență mijlocie, cu bobul fin, albă, uneori gălbuie-ruginie, datorită unui oxid de fier care o impregnează, după anumite zone, de nuanțe puțin

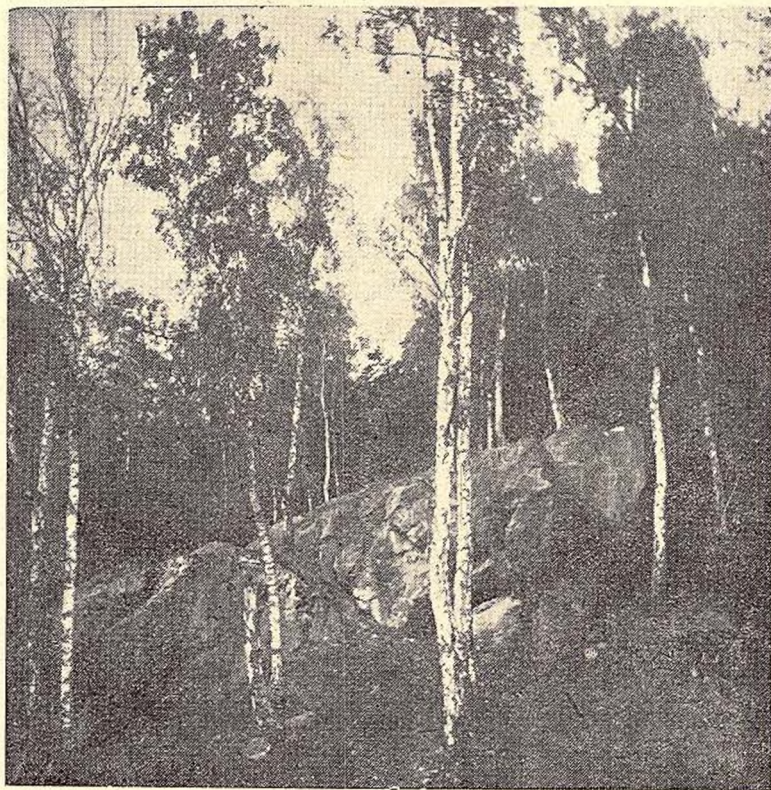


Fig. 6.— Banc de Gresie de Kliwa pe malul drept al P. Neamțu în cătunul Stânca din comuna Pipirig.

diferite, mai mult sau mai puțin concentrice. Lipsită complet de resturi organice, Gresia de Kliwa conține uneori mici fragmente de șisturi verzi și rare paiete de muscovit și apare în bancuri de 0,5—10 m grosime (fig. 6).

Studiul ei microscopic l-am făcut pe două secțiuni, din care una provenind dintr'un eșantion din D. lui Aron Vodă am ales-o ca tip. Iată descrierea ei:

• Secțiunea nr. 141

Data colecționării eșantionului: 1941.

Locul: D. lui Aron Vodă, cota 823 de pe harta 1: 20.000 M-rea Agapia.

Cimentul este constituit din puțin opal, care pe alocuri lipsește cu totul.



Materialul detritic este constituit aproape exclusiv din granule de cuarţ colţuroase şi numai din foarte puţine granule rotunjite şi mai mari ca celelalte, arătând un transport eolian, spre deosebire de primele care au suferit un transport marin. În această privinţă asemănarea cu Gresia de Kliwa din Muntenia, descrisă de M. G. FILIPESCU, este perfectă (31, pag. 114). Se mai observă rare paiete de muscovit, rare fragmente de feldspat nealterat şi cristale de zircon.

Minerale autigene: rare granule de glauconit, fără peliculă de alteraţie.

Resturi de organisme: lipsesc cu totul.

Roca este un cuarţ-gresie.

Cea de a doua secţiune, provenind dintr'un eşantion dela SE de Izvorul Tămăduirii (Schitul Vovidenia), prezintă acelaşi material detritic în Pflasterstruktur, ca şi cea tip, în plus mai conţine foarte rare fragmente de clorit şi limonit. Cimentul este constituit din glauconit, fie ca globule insinuate în interstiţii, fie ca nori difuzi, fie ca plaje concentrate în interstiţiile mai mari ale roci, alterat uneori în oxid de fier.

Resturi de organisme lipsesc.

Din cele de mai sus rezultă că Gresia de Kliwa din regiunea noastră a provenit, ca şi cea studiată de M. G. FILIPESCU din regiunea dintre V. Doftanei şi Teleajen, dintr'un nisip alb, silicios, în cea mai mare parte marin şi numai în mică proporţie eolian (31, pag. 114 şi 115).

Uneori este aproape lipsită de ciment (cuarţit-gresie), alteori prezintă un ciment silicios, în fine, câteodată acesta este glauconitic. Spre deosebire de M. G. FILIPESCU, noi nu am găsit varietatea cu cimentul calcaros citată de d-sa (31, pag. 116).

*Faciesul conglomeratic* al Oligocenului superior este dezvoltat în partea de N a Pânzei marginale. Il întâlnim la W şi SW de satul Valea Slatina şi anume în dreptul cotei 682 din D. Pietrei (dela P. T. Cămeşoiu), pe pârâul dintre cele două pâraie ale Gruului (afluent pe stânga al Pârâului Slatina), pe P. Gruului (dinspre E), cam la jumătatea cursului său, precum şi pe Piciorul Mureşului (dinspre Poiana Bârca).

Aceste conglomerate, cu ciment, în genere puţin abundent, argilos, sunt constituite mai ales din elemente de şisturi verzi de 10—20 cm diametru; sunt destul de frecvente însă blocurile care măsoară până la 1 m (de exemplu pe Pic. Mureşului). În afară de şisturi verzi, ele mai conţin rare blocuri de calcare cu Nummuliţi, iar pe pârâul dintre cele două pâraie ale Gruului, am găsit un calcar gălbui cu accidente silicioase de tip « chailles », asemănător într-o oarecare măsură cu Calcarul de Pasieczna, şi un fragment de marnă brună bituminosă, care pare a fi identică cu cea din orizontul inferior al Oligocenului.





Pentru a completa studiul lor de detaliu, am socotit că nu este inutil un examen microscopic al elementelor ce le compun. Am utilizat pentru aceasta numai eşantioane de pe pâraul dintre cele două pâraie ale Gruului. Iată rezultatele:

Elemente de şisturi verzi.

Secţiunea nr. 75

Data colecţionării eşantionului: 1938.

Locul: P. dintre cele două pâraie ale Gruului care izvorăşte dela cota 722 de pe harta 1: 20.000, la 400 m spre SSE de gura pâraului.

Macroscopic, eşantionul a fost determinat ca şist verde sericitic.

La microscop prezintă o textură şistuoasă pronunţată, vizibilă dealtfel foarte bine şi macroscopic.

Este constituit, în proporţii egale, din cuarţ, clorit şi sericit, toate cu contur alungit. În plus, conţine în mare cantitate sfen sub formă de nori, cu contur neprecis sau ca plaje de 0,03 mm în diametru, şi foarte rare fragmente de turmalin.

În concluzie, roca este un şist sericitic-cloritic.

Secţiunea nr. 76

Data colecţionării eşantionului: 1938.

Locul: ca la nr. 75.

Secţiunea prezintă o textură şistuoasă pronunţată; are aspectul unei ţesături constituită din cristale de cuarţ, clorit şi sericit.

Din această masă răsar numeroase porfiroblaste mari (de 0,16 mm) de feldspat, alterat în parte, maclat după macla albitului, de cuarţ (cu diametrul dela 0,11—0,2 mm) şi de calcit. Interesant este că feldspaţii au uneori un contur care trădează o origină clastică.

În plus se mai observă numeroase cristale mari de epidot, mult leucoxen şi numeroase cristale de ilmenit.

În concluzie, roca este un gneiss cloritic cu porfiroblaste de albit, leucoxen şi ilmenit.

Calcar cu Nummuliti.

Secţiunea nr. 80

Data colecţionării eşantionului: 1938.

Locul: ca la nr. 75.

Macroscopic, eşantionul se vede a fi un calcar compact, alb-gălbui pe suprafaţă, verzui cu puncte mari verzi în spărtură; cu ochiul liber nu se văd Nummuliti decât la suprafaţă.

Elementul este rotunjit, fapt care arată că a suferit un oarecare transport.

La microscop se observă că masa rocei este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  cristalizat.



Material detritic: foarte puţine fragmente colţuroase de cuarţ (aproximativ 5% din masa rocei) de 0,1 mm diametru în medie. Foarte rare cristale de zircon.

Minerale autigene: glauconit (aproximativ 4% din masa rocei) ca grănule mari, cu contur precis şi de culoare verde clorofil. În cantitate mult mai mică, el se găseşte şi în porii Nummuliţilor din calcar, precum şi în interiorul unora din cavităţile lor.

Resturi de organisme: aproape toată roca este constituită din Nummuliţi sau fragmente de Nummuliţi, de diferite dimensiuni şi forme.

Se mai observă: Orthophragmine, Globigerine cu testul gros şi ornat, organisme nedeterminabile.

În concluzie, roca este un calcar cu glauconit, Nummuliţi şi Orthophragmine.

Calcar gălbui cu « chailles-uri », asemănător cu Calcarul de tip Pasieczna.

#### Secţiunea nr. 71

Data colecţionării eşantionului: 1938.

Locul: ca la nr. 75.

Macroscopic eşantionul se prezintă ca un fragment dintr'un calcar în plăci de 3—4 cm grosime, de culoare gălbuie, fin, dur, cu insule mari de 2—3 cm pe 0,5—1 cm, silicioase, de culoare mai închisă.

La microscop se vede masa fundamentală a rocei, constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin, cu insule mari de  $\text{SiO}_2$  sub formă de calcedonit de 7—10 mm şi largi de 0,5—2 mm.

Material detritic: foarte rare fragmente de cuarţ.

Resturi organice: rare Truncatuline conservate în calcit, Radiolari rău conservaţi, tot în calcit, precum şi alte numeroase Foraminifere nedeterminabile.

Macroscopic şi microscopic secţiunea se aseamănă cu Calcarul de tip Pasieczna (de pildă cu secţiunile cu nr. 59 şi 64 din colecţia T. JOJA), de care se deosebeşte prin prezenţa Truncatulinelor şi lipsa spiculelor de Spongieri. În concluzie, roca este un calcar cu Foraminifere şi puţini Radiolari, cu « chailles-uri », rocă ce pare a fi de origină flişoidă.

Marnă brună bituminoasă (oligocenă?).

#### Secţiunea nr. 81

Data colecţionării eşantionului: 1938.

Locul: ca la secţiunea precedentă.

Macroscopic, eşantionul se prezintă ca o marnă (face efervescenţă cu acizii), fină, brună-neagră, dură, bituminoasă; slab rubanată, foarte asemănătoare cu cele din orizontul inferior al Oligocenului.





La microscop se observă masa fundamentală a rocei constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin, colorată în brun deschis de substanță bituminoasă difuză și în globule mici.

Material detritic: aproape absent (foarte puțin cuarț).

Minerale autigene: foarte puțină sulfură de fier în globule sau mici agregate de globule. Extrem de rare granule de glauconit.

Resturi de organisme: lipsesc.

În concluzie, roca este o marnă bituminoasă, care ar putea proveni din baza Oligocenului din Fliș.

## II. AUTOHTONUL SUBMARGINAL

Autohtonul submarginal este vizibil în Fereastra Bran—Dumesnic—Cracău. În această fereastră el constituie o zonă îngustă și lungă de 10 km, care se întinde începând din malul drept al Pârâului Neamțului, dealungul Pârâului Branului, taie Dumesnicul la izvoarele lui, apoi Fundul Cracăului și dispăre pe P. Făgetu. Lărgimea maximă, pe care o atinge în dreptul Bâtcii Stâncilor, este de numai 2 km. Din acest Autohton apar în fereastră doar Stratele de Biserici și Oligocenul.

### A) STRATELE DE BISERICI

Stratele de Biserici constituie, mai întâi, o zonă îngustă și lungă de 7 km dealungul flancului de W al ferestrei, începând din P. Neamțului până în D. Alunișu. De aici, spre S, această zonă continuă, prin mijlocul ei, până la locul denumit « La Durău » unde dispăre.

Alte două zone, mult mai reduse decât prima, apar strivite deasemenea pe flancul de W al ferestrei, una pe P. Barcu și P. Stâncilor, iar cea de a doua la S de Dosul Stâncilor.

În fine, regăsim Stratele de Biserici în extremitatea de S a ferestrei, pe P. Crainicu, într-o butonieră foarte interesantă din punct de vedere tectonic. Caracterele lor petrografice, atât macro- cât și microscopice, sunt identice cu ale Stratelor de Biserici din pânză.

### B) OLIGOCENUL

Oligocenul constituie tot flancul de E al Autohtonului din fereastră, precum și partea ei de SW, începând din D. Alunișu până în dreptul Pârâului Făgetu.

Ca și în Oligocenul pânzei, am distins și în acesta trei orizonturi: unul inferior (menilitic-marnos), altul mediu (disodilic) și în fine al treilea, superior.



Primele două se prezintă cu aspectul cunoscut din pânză. Semnalăm numai că în patru puncte, și anume: pe o mică suprafață în jurul cotei 1.060 dela Dosul Stâncilor, pe o suprafață ceva mai mare în jurul cotei 1.060 dela Bâta Târgurilor, la cota 1.059 de pe P. Crainicu, precum și la 300 m S de această cotă, orizontul disodilelor admite intercalațiuni, mai mult sau mai puțin importante, de Gresie de Kliwa. În afară de aceasta, este interesant că la S de P. T. Fundul Dumesnicului localnicii ne-au semnalat prezența unui izvor slab sărat, pe care noi n'am reușit să-l găsim. Orizontul superior este de facies conglomeratic, identic cu cel din partea de NE a pânzei, constituit fiind din conglomerate cu elemente verzi.

Conglomeratele acestea sunt alcătuite, aproape exclusiv, din blocuri de șisturi verzi de tip Vorland: șisturi cloritice, seritice și gneissuri cloritice. Sporadic se întâlnesc însă și calcare cu Nummuliti. Elementele au dimensiuni de 10—20 cm, dar nu lipsesc și blocuri mai mari. Cimentul care le consolidează este puțin abundent și argilos.

Conglomeratele orizontului superior al Oligocenului apar în fereastră mai întâi ca o fâșie îngustă și lungă de vreo 3 km, pe flancul de E al ei, între P. Neamț și P. Aruncat. Lărgimea medie a fâșiei nu depășește 100 m. Interesant este că spre capătul ei de N, pe P. Branului, în conglomerate se găsește un izvor sulfuros care pare slab sărat.

O altă fâșie, dirijată N—S, lungă de aproape 1 km, se poate urmări, tot în partea de E a ferestrei, dealungul Pic. Rău al Chitei.

În fine, dezvoltarea cea mai mare o iau conglomeratele la Bâta Stâncilor, unde constituie o zonă largă de aproximativ 600 m. Zona aceasta lungă de mai bine de 3,5 km se poate urmări, dela N la S, dealungul Pic. Stâncilor, la Bâta Stâncilor, apoi spre SE peste Cracău, până în Pic. Crainicu, unde se termină.

Pentru a încheia, credem că nu este lipsit de interes să reamintim că faciesul conglomeratic al Oligocenului superior este faciesul său cel mai extern în Flișul regiunii noastre.

### III. ZONA MIOCENĂ

Zona miocenă ocupă o mare parte a sectorului de E al regiunii, înglobând Depresiunea Neamțului și Culmea Pleșu. Ea are forma unui triunghi foarte ascuțit către N și este încadrată spre W de Fliș, iar spre E de Sarmațian.

În porțiunea ei cea mai îngustă (care se găsește în dreptul satului Valea Slatina), Zona miocenă măsoară abia 1 km. De aici lărgimea ei crește spre S treptat, până la meridianul Bălățeștilor, unde atinge maximum, fără a depăși 8 km.





Subasamentul acestei zone apare numai în două puncte, sub Culmea Pleșu și anume: în D. Cetățuia Mare și pe V. Catrinei (P. lui Chitan).

Data fiind importanța acestor aflorimente, ne vom ocupa în prealabil de ele și numai după aceea vom aborda stratigrafia Miocenului propriu zis.

#### A) SUBASAMENTUL ZONEI MIOCENE

Încă din anul 1907, S. ATHANASIU a semnalat prezența unei klippe de Oligocen sub Conglomeratele de Pleșu (17, pag. 183). N'a figurat-o însă pe nicio hartă, nici n'a dat precizări asupra locului unde se găsește.

După indicațiile ce ne-au fost date de către prof. G. MACOVEI, căruia S. ATHANASIU i-a arătat această klippă de Oligocen, ea ar fi trebuit căutată la locul denumit În Pomete, între Oglinzi și Tg. Neamț<sup>1)</sup>. Toate încercările de a o regăsi în acest loc, făcute în mai multe rânduri de noi, au dat greș. Nu ne putem explica lipsa ei, decât admitând că a fost acoperită de o poritură.

În anul 1937, urmărind un profil pe V. Catrinei (P. lui Chitan) din satul Nemțișoru, am găsit în schimb un alt afloriment de marne brune, bituminoase, oligocene, urmat de iviri de aceleași marne, către NE, într'o șea din D. Cetățuia Mare (22).

În fine, într'o nouă revizuire a acestui profil, făcută în anul 1942, am constatat că în legătură cu marnele brune din V. Catrinei apare și un pachet de Strate de Bisericiani (25).

În cele ce urmează vom considera separat Stratele de Bisericiani și marnele brune bituminoase.

a) **Stratele de Bisericiani** constituie o serie de iviri continue dealungul Văii Catrinei pe o distanță de aproximativ 300 m. Spre N iau contact cu marnele verzi ale orizontului inferior al Miocenului, cu care se găsesc în concordanță tectonică și cu care, până la un punct, se aseamănă. Spre S în schimb, vin în contact cu marnele brune bituminoase ale Oligocenului (fig. 7).

Stratele de Bisericiani din aceste iviri sunt redresate la verticală și au direcția generală N 50° W.

Din punct de vedere petrografic, asemănarea lor cu cele din Fliș merge până la identitate.

b) **Marnele brune bituminoase** ale Oligocenului inferior pot fi văzute tot pe P. Catrinei, la locul unde ramurile acestui pârau se unesc. Din acest

<sup>1)</sup> Pe harta geologică a României, editată de Institutul Geologic la scara 1:1.500.000, este figurat un petec de Oligocen exact în dreptul punctului În Pomete.

punct ele se continuă spre E numai ca fragmente, până la cota 513 (de pe harta 1:20.000) din V. Slatinei.

Pe P. Catrinei, unde constituie o stâncă înaltă de câţiva metri, marnele brune bituminoase sunt verticale, concordante cu Stratele de Bisericiani şi au direcţia NW—SE. Peste ele se aşează discordant orizontul inferior al Miocenului.

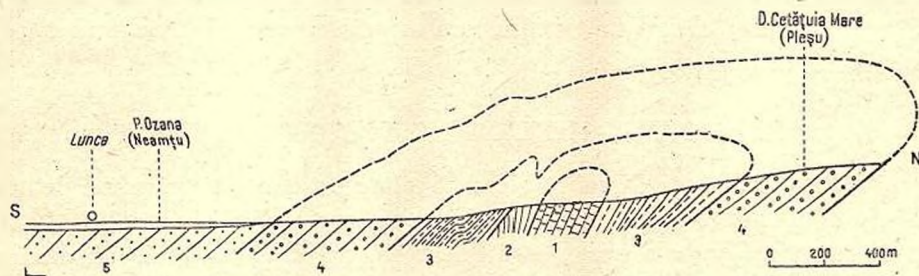


Fig. 7. — Profil transversal în Culmea Pleşu (pe P. lui Chitan).

Eocen: 1, Strate de Bisericiani. Oligocen: 2, marne bituminoase. Miocen: 3, Orizontul inferior (subconglomeratic); 4, Orizontul mediu (conglomeratic); 5, Orizontul superior.

O altă serie de iviri ale aceloraşi marne se găsesc la E de cota 508 din D. Cetăţuia Mare. Şi aici pot fi urmărite, tot numai după fragmente, pe o distanţă de aproape 200 m.

Cele două serii de iviri nu se unesc nici la W şi nici la E. Nu ne putem explica dispariţia legăturii dintre ele, decât presupunând existenţa probabilă a unei faze de eroziune după depunerea lor, dar înainte de sedimentarea orizontului inferior al Miocenului. Această fază de eroziune ar explica foarte bine şi lipsa orizontului superior al Oligocenului, precum şi discordanţa dintre marnele brune şi orizontul inferior al Miocenului. Este demn de remarcat că, la jumătatea distanţei dintre ele se găseşte un izvor sărat, foarte concentrat. Din nenorocire, sedimentele din care apare sunt acoperite.

Din punct de vedere petrografic, marnele brune bituminoase din subasamentul Pleşului sunt identice cu cele din Pânza marginală şi Autohtonul submarginal.

c) **Importanţa paleogeografică a Paleogenului din Culmea Pleşu.** Ivirile de Strate de Bisericiani şi marne brune bituminoase de pe Valea Catrinei şi din apropierea ei sunt singurele indicii asupra subasamentului Zonei miocene. Ele apar pe suprafeţe mici şi în condiţii vitrege; totuşi ne putem uşor convinge de identitatea lor, atât petrografică cât şi stratigrafică, cu formaţiunile corespunzătoare din Fliş. Această identitate arată că în Eocenul superior şi Oligocenul inferior Flişul



și Zona miocenă erau scăldate de apele aceleiași mări, în care domneau condiții de sedimentare identice.

Este foarte probabil chiar ca subasamentul întregii Zone miocene să fie constituit din Paleogen sub facies de Fliș.

## B) MIOCENUL

În Miocen am distins trei orizonturi, și anume: Orizontul inferior sau subconglomeratic, Orizontul mediu sau conglomeratic și Orizontul superior sau supraconglomeratic.

### 1. ORIZONTUL INFERIOR (SUBCONGLOMERATIC)

a) **Istorie.** Existența Orizontului subconglomeratic a fost semnalată de noi, încă din anul 1941 (22). Reamintim că în apropierea regiunii noastre, S. ATHANASIU (19, pag. 397) a separat, încă din 1917, pe V. Cujeștiului, un orizont constituit din argile verzi cu intercalațiuni de gips sub conglomeratele miocene. Atât prin poziția stratigrafică, cât și prin caracterele lui petrografice, acest orizont poate fi comparat cu orizontul nostru subconglomeratic. Remarcăm o singură deosebire: lipsa gipsurilor în ivirile din Pleșu.

b) **Răspândirea și descrierea orizontului inferior.** Orizontul inferior este deschis numai pe o mică suprafață sub conglomerate, deasupra Paleogenului din V. Catrinei. Către S el se așează discordant peste marnele bituminoase oligocene, în timp ce spre N stă în concordanță tectonică cu Stratele de Biserici.

Din punct de vedere petrografic constă dintr-o succesiune de marne și argile verzui, în strate de 2—5 cm, cu intercalațiuni de gresii verzi, calcaroase, moi, compacte, nisipoase, în strate de 3—4 cm grosime.

### 2. ORIZONTUL MEDIU (CONGLOMERATIC)

a) **Generalități.** Orizontul mediu este constituit din conglomerate cu elemente verzi, care nu se disting de cele din Oligocenul superior decât prin poziția lor stratigrafică.

O problemă grea pe care o ridică aceste conglomerate este aceea a stabilirii poziției în spațiu, adică a direcției și înclinării. Fiind în general lipsite de stratificație, măsurarea acestor elemente este de multe ori imposibilă. Rarele intercalațiuni de gresie nu rezolvă problema decât parțial și nu în mod neîndoelnic.

Orizontul conglomeratic al Miocenului suportă în toată regiunea în concordanță gresiile și marnele Orizontului supraconglomeratic cu excepția flancului de NE al conglomeratelor din Pleșu, peste care avansează ca peste o veche faleză, în discordanță, Sarmațianul quasi-orizantal.



În mod particular conglomeratele din Pleşu suscită încă o problemă dificilă, aceea a stabilirii limitei lor cu marnele sarmaţiene. Într'adevăr, pe de o parte elementele din conglomerate curg la mare distanţă spre NE, uneori la câţiva km, invadând marnele Sarmaţianului; pe de altă parte acestea din urmă sunt, în general, acoperite şi sărace în fosile, aşa încât recunoaşterea lor este foarte grea. Din aceste cauze limita Conglomerate - Sarmaţian nu poate fi trasată decât în mod arbitrar, şi mai ales după relief. Pentru stabilirea ei ne-am ghidat şi de izvoarele sărate care apar paralel cu Pleşu la exteriorul său. Ele par să izvorască dintr'o serie de marne aparţinând probabil Orizontului supraconglomeratic, prinse aci la marginea Pleşului şi acoperite în bună parte de Sarmaţian.

*b) Răspândire.* Orizontul conglomeratic al Miocenului constituie Culmea Pleşu, pe o lungime de 25 km şi o lărgime aproape constantă de circa 2 km. El intră pe teritoriul regiunii noastre în dreptul satului Valea Slatina.

De aici zona de conglomerate se îndreaptă spre SE până la Tg. Neamţ, unde dispare. D. Boiştea, dela Sud-Estul acestui oraş, pare a prelungi morfologic Culmea Pleşu. El nu este constituit însă din aceleaşi conglomerate, ci dintr'o terasă foarte groasă (de peste 120 m) în care se găsesc şi elemente de Fliş.

Desvoltarea mare a conglomeratelor miocene în Culmea Pleşu îndreptăţeşte denumirea de Conglomerate de Pleşu, sub care acestea au fost desemnate uneori.

În afară de Pleşu, conglomeratele se întâlnesc şi în D. Brădeţelul din Vânătorii Neamţului. În acest deal, ele constituie o fâşie dirijată NW—SE, pe o lungime de numai 3 km, lărgimea ei medie fiind în jurul a 600 m.

Conglomeratele apar deasemenea şi în D. Filioru (M-rea Văratec) unde constituie o mică butonieră de 500 m lungime.

În fine, ele se mai ivesc în două locuri şi anume la Valea Arinu şi Grumăzeşti, constituind capătul de N al unor fâşii mai importante de conglomerate ce se dezvoltă spre S, dincolo de cadrul regiunii noastre.

În toate aceste iviri conglomeratele dela interiorul şi Sudul Culmii Pleşu, suportă în concordanţă Orizontul supraconglomeratic.

*c) Descrierea petrografică şi paleontologică.* Conglomeratele Orizontului mediu sunt foarte omogene şi constituite exclusiv din roce de tip Vorland (dobrogean).

Aproape totalitatea lor sunt şisturi verzi, dar se întâlnesc şi rare blocuri de cuarţ filonian şi calcare cu Nummuliti.



Contrar afirmației lui S. ATHANASIU (17), roce provenind din Fliș n'au fost găsite până acum printre ele.

Elementele din conglomerate sunt rotunjite și au dimensiuni, în general, între 10—30 cm. Conturul lor rotunjit dovedește că au suferit un transport dela locul de proveniență. Judecând după dimensiunile considerabile pe care le ating, acest transport pare totuși să se fi efectuat numai pe o mică distanță.

Remarcăm că n'am putut observa vreo regulă în distribuția în suprafață sau pe verticală, a elementelor din conglomerate.

Cimentul acestora este relativ tare, gresos, necalcaros, verzui, părând a proveni din triturarea unor șisturi verzi.

Rareori în conglomerate se întâlnesc intercalații de gresii verzui, slab calcaroase sau necalcaroase. Aceste gresii au aspectul cimentului din conglomerate și par a lua naștere prin dezvoltarea lui locală.

Elementele de șisturi verzi sunt roce metamorfice în care am distins: șisturi sericitoase și șisturi cloritoase cărora li se asociază uneori un cuarț alb filonian.

α) Șisturile sericitoase sunt roce cu șistuoșitate foarte pronunțată de culoare verde-argintie, cu zone de culoare albă, groase de 2 mm, alternând cu zone subțiri de 0,1 mm de culoare verzuie (de sericit).

Pe spărtura lor se văd mici puncte ruginii, uneori de contur patratic, care nu sunt altceva decât pseudomorfoze de limonit după pirită. Alteori este păstrată chiar pirită cristalizată.

Studiul microscopic al șisturilor sericitoase l-am făcut pe o singură secțiune. Iată rezultatele:

Secțiunea nr. 19

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: P. dela Scaune, M-rea Neamțului.

Roca prezintă o textură șistuoasă.

Aproape 65 % din masa ei este constituită din cuarț în cristale de diferite mărimi, în medie între 0,03 mm și 0,12 mm, cu orientări diferite, cu contur în parte colțuros (structură cristaloblastică).

Restul de 35 % din masa rocei este constituit din sericit, muscovit și clorit, mai abundente după anumite direcții, ceea ce imprimă caracterul șistuos al rocei.

În afară de acestea, se mai observă rare cristale alungite de pirită (cam 1 %), în parte alterate și transformate în limonit, a căror lungime ajunge până la 0,3 mm, precum și epidot și turmalin în (proporție de 2 %).

În concluzie, roca este un șist cuarțitic-sericitic cu puțin epidot.

β) Șisturile cloritoase au o culoare verde mai închisă decât precedentele și prezintă o textură șistuoasă, mai puțin marcată decât ele. Pe suprafața



lor se văd numeroase cristale mari de pirită în secțiuni dreptunghiulare, cu latura de 2—3 mm.

Pentru studiul lor microscopic am utilizat două secțiuni, din care una, provenind dintr'un eșantion din Culmea Pleșului, am ales-o ca tip.

#### Secțiunea nr. 83

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: Culmea Pleșului, P. T. Neamțu-Bogdănești.

Roca prezintă o textură relictă, fiind un psamit slab metamorfozat. Este constituită dintr'o masă recristalizată, fin granulară, din care răsar o sumă de relicte mari de cuarț, feldspat ortoclaz și mai ales plagioclaz, cu dimensiunile de 0,11—0,16 mm. În această masă fină se observă mult clorit în lamele de dimensiuni mici și orientări variabile, mult cuarț, sericit și epidot.

În afară de acestea, secțiunea mai prezintă numeroase cristale de magnetit cu contur cristalografic.

În concluzie, roca este un șist cloritos cu textură blastopsamitică.

Cealaltă secțiune, provenind dintr'un eșantion dela cota 781 de pe P. dela Scaune, este identică cu precedenta.

Calcarele se întâlnesc în mod cu totul excepțional printre blocurile din conglomerate.

În Pleșu par să fie ceva mai frecvente spre exteriorul zonei decât către interiorul ei.

Se disting trei tipuri: calcare cu Nummuliți (cele mai multe), calcare albe coraligene de tip jurasic și calcare dolomitice de culoare ocre.

γ) Calcarele cu Nummuliți se prezintă în blocuri rotunjite de 20—30 cm diametru, rar mai mult. Sunt constituite aproape exclusiv din Nummuliți (atât de talie mică, cât și de talie mare) care nu pot fi determinați din cauza relei lor stări de conservare. Calcarele cu Nummuliți sunt de culoare albă-gălbui, uneori slab verzuie. În acest din urmă caz conțin glauconit și sunt mai compacte.

În afară de Nummuliți, care apar mai bine în relief pe fețele alterate, aceste calcare mai conțin fragmente de Lamellibranchiate (Cardiacee) și Orbitoizi.

Uneori se pot observa, incluse în calcar, elemente mici rotunjite de 1—2 cm de șisturi verzi.

Studiul lor microscopic l-am făcut pe o singură secțiune. Iată rezultatul:

#### Secțiunea nr. 4

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: element din conglomeratele de pe P. Slatina (prima Slatină dela N de D. Cetățuia Mare), la E de cota 507, Oglinzi.





Eșantionul din care provine secțiunea este un calcar gălbui, slab verzui, alcătuit numai din Nummuliți.

Masa fundamentală a rocei este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin.

Material detritic: rare granule colțuroase de cuarț în spațiul dintre Nummuliți.

Minerale autigene: glauconit ca granule independente sau pătrunzând în interiorul porilor din pereții Nummuliților, pe care-i pun în evidență în mod deosebit de clar. În afară de aceasta se mai observă foarte rare plaje de hematit, unele în pseudomorfoză după pirit.

Resturi de organisme: numeroși Nummuliți și Orbitoizi, constituind circa 5% din rocă, majoritatea conservați întregi. Pereții lor arată între nicolii încrucișați o structură radiară tipică.

În concluzie, roca este un calcar cu Nummuliți, Orbitoizi și glauconit.

Uneori calcarele cu Nummuliți sunt în mare parte silicificate,  $\text{CO}_3\text{Ca}$  din aceștia fiind substituit de  $\text{SiO}_2$ ; culoarea lor este în acest caz brună sau neagră.

Studiul lor microscopic l-am făcut pe o singură secțiune. Iată rezultatele:

#### Secțiunea nr. 22

Data colecționării eşantionului: 1937.

Locul: element din conglomeratele de pe P. Slatina (în Nordul D. Afiniș) la cota 521, Com. Grași.

Masa rocei este constituită în proporții egale din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  și calcedonit.

Material detritic; mult cuarț (aproximativ 10% din masa rocei) în fragmente cu conturul colțuros, de dimensiuni variind între 0,05—0,08 mm.

Minerale autigene: foarte mult calcedonit umplând interiorul nenumăratelor spicule de Spongieri, al Nummuliților și al altor resturi de organisme. glauconit în plaje cu contur neregulat, de dimensiuni mici (0,05 mm). În fine, fosfat de calciu invadând calcarul.

Resturi de organisme: indivizi întregi și fragmente de Nummuliți conservați în calcedonit. Extrem de numeroase spicule de Spongieri tetractinelizi, conservate deasemenea în calcedonit. Rare spicule de Echinizi cu secțiune stelată.

Roca este un calcar cu spicule de Spongieri și Nummuliți silicificați.

δ) Calcarele de tip jurasic se întâlnesc cu totul excepțional. În regiunea noastră nu am găsit decât două asemenea elemente și anume unul pe P. Catrinei și un al doilea în Curmătura lui Mihalache, ambele în Culmea Pleșu. Sunt calcare albe, fine, compacte, cu aspectul caracteristic al calcarelor coraligene jurasice. Nu conțin macrofosile, așa încât determinarea vârstei este bazată numai pe analogiile de ordin petrografic, și deci discutabilă. Studiul lor microscopic l-am făcut pe o singură secțiune. Iată rezultatele:



**Secţiunea nr. 18**

Data colecţionării eşantionului: 1937.

Locul: Curmătura lui Mihalache, de lângă Tg. Neamţ.

Toată roca este constituită numai din calcit de origină organică. La alcătuirea ei iau parte fragmente mari de organisme conservate în calcit criptocristalin, prinse solid într'o masă de calcit larg cristalizat.

Material detritic: nu se observă în secţiune.

Minerale autigene: nu prezintă.

Resturi de organisme: extrem de numeroase. Aproape toată secţiunea cuprinde numai fragmente de organisme nedeterminabile. Printre ele par însă să se distingă câţiva coraliери.

Comparată cu o secţiune printr'un calcar tithonic dela Țigăneşti, aparţinând lui E. JEKELIUS, se constată o asemănare izbitoare.

În concluzie, roca este un calcar alb organogen, de vârstă probabil tithonică.

e) Calcarele dolomitice sunt tot atât de rare ca şi precedentele. În toată regiunea am găsit un singur eşantion. Acesta prezintă o spărtură colţuroasă şi o culoare ocru.

O analiză calitativă sumară, executată de chimista SANDA LUPAN, a pus în evidenţă prezenţa în eşantionul nostru a unei cantităţi mari de Mg.

Două urme organice par să aparţină unor Ammoniţi de dimensiuni mici (de 1 cm diametru).

### 3. ORIZONTUL SUPERIOR (SUPRACONGLOMERATIC)

a) **Generalităţi.** Orizontul supraconglomeratic al Miocenului constituie toată Depresiunea Neamţului dela interiorul Culmii Pleşu (excepţie face bineînţeles suprafaţa ocupată de cele câteva butoniere de conglomerate, de care am vorbit mai sus).

O mare parte a acestui orizont este acoperită de terase largi care-l maschează pe alocuri complet. Din această cauză, deschiderile, mai ales în Sudul regiunii, sunt foarte rare îngreunând mult studiul lui.

b) **Grosime şi orizontare.** Grosimea Orizontului supraconglomeratic nu poate fi stabilită precis din trei motive: 1. din cauza întinselor terase care îl acoperă; 2. pentru că se prezintă, aproape în toată regiunea, ca o serie izoclinală în care nu putem distinge axele cutelor decât pe baza succesiunii stratigrafice şi 3. pentru că nu putem stabili această succesiune din cauza deselor variaţii de facies şi a lipsei de suborizonturi reper.

Coroborând datele culese din toată regiunea am ajuns totuşi la concluzia că grosimea acestui orizont variază între 1000—1400 m.





Dacă este greu de stabilit o succesiune stratigrafică a elementelor ce-l compun, riguroasă și valabilă pentru toată regiunea, este însă posibilă una vagă și cu caracter local.

Un profil interesant din acest punct de vedere, pentru sectorul de S al regiunii de dincoace de P. Neamț, este cel de pe V. Seacă, din satul Valea Arinu de lângă Bălțătești (fig. 8). Pe această vale apare capătul de N al anticlinalului

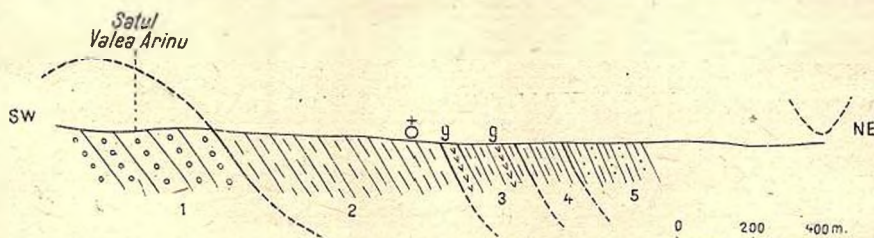


Fig. 8. — Profil în Miocenul de pe V. Seacă în dreptul satului Valea Arinu.

Orizontul mediu: 1, Conglomerate. Orizontul superior: 2, marne verzi; 3, marne verzi cu intercalații de gresii în bancuri de 10—50 cm și gips (g); 4, marne gălbui moi; 5, gresii nisipoase gălbui cu intercalații de marne galbene-verzui.

Prihojdia, deversat spre W, și în axul căruia se ivesc conglomeratele Orizontului mediu. Pornind dela aceste conglomerate spre E, întâlnim mai întâi o serie de marne verzi foarte moi, groase de 300—400 m, în care lipsesc deschi-derile clare, serie care ar putea fi considerată până la un punct ca alcătuind un suborizont inferior.

Puțin mai în aval de biserica din sat, în marnele verzi, apar din ce în ce mai dese intercalații de gresii verzi. Această serie marno-gresoasă este groasă de aproximativ 170—200 m. Ea admite în bază două bancuri de gips, groase fiecare de câte 2 m, separate printr'un pachet de strate de 40 m. Bancurile de gips constitue singurul reper ușor de recunoscut, dar destul de puțin deschis la S de P. Neamț.

Această serie marno-gresoasă ar putea fi considerată ca alcătuind un al doilea suborizont.

În fine, la partea superioară urmează o serie de marne gălbui, moi, cu intercalații de gresii nisipoase roșcate sau gălbui-roșcate, care cad spre E, ca dealtfel toate stratele care apar în acest profil.

Deși seria Orizontului supraconglomeratic nu se termină cu aceste gresii, restul nu este vizibil pe V. Seacă. Pe V. Topolița, în schimb, în dreptul satului Săcălușești, partea aceasta a lui este constituită din bancuri de nisip cenușiu, de 5—8 m grosime, iar pe P. Brătuleț, la NE de D. Craeri, din nisipuri și gresii cenușii nisipoase, asociate cu argile cenușii-albastrii. Această serie ar putea fi considerată ca alcătuind un suborizont superior. Grosimea lui nu depășește 700—800 m.



Din profilul de mai sus se vede că în Orizontul supraconglomeratic, cel puţin în partea de S a regiunii, se pot distinge, *grosso modo*, trei suborizonturi, din care primele două la un loc abia echivalează ca grosime pe cel superior. În afară de acest profil, deschideri interesante se mai găsesc în special în Suborizontul mediu cu gipsuri, mai ales pe P. Topoliţa.

Este demn de remarcat că spre N Suborizontul inferior se subţiază aşa încât gipsurile Suborizontului mediu se apropie mult pe verticală de conglomerate. Acest caz se observă de exemplu la NE de D. Brădăţelu.

Menţionăm că laguna care a dat naştere acestor depozite era foarte concentrată, ceea ce a dus nu numai la depunerea gipsului, ci şi a sării. Izvoarele sărate dela Bălţăteşti, ca de altfel toate celelalte din regiune, sunt legate de Orizontul supraconglomeratic.

În ce priveşte sectorul nordic al regiunii, la N de P. Neamţ, este încă şi mai dificil de făcut vreo separaţie, mai ales din pricina lipsei deschiderilor.

Ivirile sunt ceva mai bune pe pâraiele care curg din Culmea Pleşu spre S. Coborînd de pe creastă în această direcţie întâlnim imediat, peste conglomerate baza Orizontului supraconglomeratic, reprezentată prin faciesul Gresiei de Moişa. Trecerea dela conglomerate la gresie este în general gradată.

Gresia de Moişa este o gresie verzuie, constituind un pachet de strate de 200—400 m. Ea se dezvoltă foarte mult între P. Valea Slatina şi P. lui Chiriac. La N şi S de aceste puncte se subţiază şi dispăre. Grosimea maximă o atinge între Râşca Mare şi D. Alunişu.

Peste Gresia de Moişa stă o serie foarte groasă de peste 700—800 m, constituită predominant din marne de culoare verzuie, slab cenuşie, în care se găsesc intercalaţii de marne cenuşii-gălbui şi gresii gălbui-roşcate. Această serie alcătuieşte tot restul Orizontului supraconglomeratic, iar acolo unde Gresia de Moişa lipseşte, ea singură constituie în întregime Orizontul supraconglomeratic.

Locul şi modul cum se leagă cele trei suborizonturi din S cu cele două suborizonturi din sectorul de W este greu de stabilit.

Este interesant de remarcat că în partea de N a regiunii caracterul lagunar al depozitelor supraconglomeratice dela interiorul Culmii Pleşu este mai atenuat decât în S. Într'adevăr nu găsim gipsuri decât într'un singur punct la 100 m S de confluenţa Pârâului Reticnei cu Râşcuţa, pe malul drept al acesteia din urmă şi aici nu este vorba decât de o deschidere lungă de aproximativ 2 m şi groasă de 1,5 m. Lipsesc, de asemenea, şi manifestaţiile saline cu excepţia unui izvor sărat la contactul Fliş-Miocen în dreptul Schitului Vovidenia.

La exteriorul Pleşului laguna trebuie să fi fost, dimpotrivă, foarte concentrată. Aşa se explică prezenţa seriei de izvoare sărate, (din care unele utilizate



la Băile Oglinzi) de pe limita Conglomerate-Sarmațian, care sunt legate probabil de marnele aparținând Orizontului supraconglomeratic; tot astfel se explică prezența unor bancuri de gips legate de apariții sporadice de tufuri dacitice pe P. Slatina la N de D. Vartic.

c) **Descrierea petrografică și paleontologică.** Am văzut că în sectorul de N al regiunii Orizontul supraconglomeratic este reprezentat prin următoarele tipuri de roce principale: Gresia de Moîșa, marne verzi, slab cenușii, marne cenușii-gălbui și gresii gălbui-roșcate, excluzând gipsurile și tufurile dacitice care sunt o raritate în această zonă.

α) **Gresia de Moîșa** este o gresie moale, fină, verzuie, care face efervescență cu acizii. Se prezintă în bancuri groase de 20—50 cm. Studiul ei microscopic l-am făcut pe două secțiuni; din acestea una, provenind din V. Alunișului, am ales-o ca tip și o descriem detaliat mai jos.

Secțiunea nr. 16

Data colecționării eșantionului: 1937.

Locul: E cota 674 din D. Alunișului (Culmea Pleșu).

Eșantionul nu face efervescență cu acizii.

Cimentul rocei este silicios, microcristalin, invadat de glauconit autigen.

Material detritic: foarte numeroase fragmente de cuarț, toate cu conturul colțuros de dimensiuni în genere între 0,05 și —0,1 mm, cu extincție slab ondulatorie, constituind cam 60% din masa rocei.

Glauconit ca agregate de 0,06 mm diametru.

Frecvente cristale de clorit și muscovit și rare fragmente de feldspat maclat.

Minerale autigene: glauconit în granule de 0,01 mm, arătând primul stadiu de formare a acestui mineral, apoi ca plaje mari cu aspect noriform, mulând granulele de cuarț.

Limonit în plaje mari cu contur neregulat de 0,1—0,3 mm și chiar mai mult.

Resturi de organisme: lipsesc.

În concluzie, roca este o gresie cuarțoasă, verzuie, cu două generații de glauconit.

Cealaltă secțiune, provenind din D. Suida (la NE de cota 610), este asemănătoare cu precedenta.

β) **Marnele verzi**, slab cenușii, sunt marne în strate de 5—10 cm, de obicei moi, care, atunci când sunt îmbibate cu apă, provoacă alunecări masive de strate.

Studiul microscopic al acestor marne l-am făcut pe trei secțiuni. Din acestea una provenind de pe P. Nemțisorului în dreptul P. Ceardacului, am ales-o ca tip și o descriem mai jos detaliat.



Masa fundamentală a rocei este constituită din carbonat de calciu cripto-cristalin, cu puţină argilă, colorată uşor în verzui de un pigment constituit din fragmente foarte mici de un mineral ce pare a fi clorit.

Material detritic: foarte puţin cuarţ, în fragmente sub 0,016 mm. Foarte rare lamele de sericit.

Minerale autigene: lipsesc.

Resturi de organisme: lipsesc deasemeni.

În concluzie, roca este o marnă fină, verzuie.

Celelalte două secţiuni, provenind una de pe D. Iftimii, iar cealaltă de pe P. Humei, sunt aproape identice cu cea tip.

γ) **Marnele cenuşii-gălbui** se deosebesc de precedentele numai prin culoare. În rest sunt la fel de moi, se prezintă tot în strate de 5—10 cm, şi sunt mai puţin frecvente ca primele.

Studiul lor microscopic l-am făcut pe trei secţiuni, din care una am ales-o ca tip şi o descriem detaliat mai jos:

Secţiunea nr. 84

Data colecţionării eşantionului: 1937.

Locul: P. Recea, M-reă Neamţului.

Eşantionul face efervescenţă cu acizii.

Masa fundamentală a rocei conţine mult  $\text{CO}_3\text{Ca}$  microcristalin şi puţină argilă şi este colorată în galben-roz printr'un oxid de fier (probabil limonit), de culoare orange în lumina reflectată).

Material detritic: foarte puţine fragmente de cuarţ de dimensiuni reduse (sub 0,016 mm), precum şi rare lamele de muscovit.

Minerale autigene: foarte mult limonit, răspândit atât în masa rocei cât şi în numeroase aglomerate mici (sub 0,015 mm) cu contur neregulat. Câteva granule de glauconit de 0,03 mm.

Resturi de organisme: lipsesc.

Roca este o marnă pigmentată de limonit în galben-roz.

Celelalte două secţiuni provenind una de pe P. Iftimii, iar cealaltă de la gura Văii Nilului, sunt asemănătoare cu cea tip.

δ) **Gresiile gălbui-roşcate** cu bobul mijlociu şi de culoare neconstantă, când gălbuie, când gălbuie-roşcată, când ruginie, se prezintă ca intercalaţiuni sporadice în marne, în strate de 10—15 cm. Ele se alterează uşor şi devin friabile.

Studiul lor microscopic l-am făcut pe o singură secţiune printr'un eşantion de pe P. Măndrei, a cărei descriere detaliată o dăm mai jos :

Secţiunea nr. 77

Data selecţionării eşantionului: 1938.

Locul: P. Măndrei, satul Valea Slatina.





Eșantionul face efervescentă cu acizii.

Cimentul este constituit din  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , impregnat cu limonit autigen, mineral căruia de altfel roca își datorează culoarea.

Material detritic: foarte mult cuarț (constituind cca 50% din masa rocei) în fragmente colțuroase de mărimi variabile, în genere de 0,15 mm.

Mai puțin numeroase fragmente de cuarțit de 0,25 mm, de felspat nemaclat și de plagioclaz maclat, nealterat, rare lamele de muscovit, de biotit, de microclin, zircon, epidot, ilmenit și leucoxen. Se mai observă în plus 2—3 fragmente mari de 0,3 mm de calcar criptocristalin, cenușiu, probabil coraligen.

Minerale autigene: foarte mult limonit, ca pigment și ca nori difuzi în ciment, pe alocuri puțin hematit.

Resturi de organisme: un singur fragment de Globigerină cu testul gros.

În sectorul de S am distins pe V. Seacă, în bază, o serie de marne verzi, apoi gresii verzi de aceeași culoare ( în care se cuprind două bancuri de gips), gresii roșcate și nisipuri cenușii.

ε) M a r n e l e v e r z i sunt foarte moi și se prezintă în general în strate de 5—10 cm, transformate de obicei într'o clisă.

Pentru studiul lor microscopic am utilizat o singură secțiune provenind chiar de pe V. Seacă. Iată rezultatul:

Secțiunea nr. 181

Data colecționării eşantionului: 1943.

Locul: V. Seacă, satul Valea Arinu, com. Bălțătești.

Masa fundamentală a rocei este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin, cu foarte puțină argilă, pigmentată ușor în verzui de nenumărate fragmente microscopice de clorit.

Material detritic: foarte puțin cuarț și rare lamele de sericit.

Minerale autigene: lipsesc.

Resturi de organisme: lipsesc deasemeni.

În concluzie, roca este o marnă fină, verzuie.

ζ) G r e s i i l e v e r z i se prezintă în strate de 10—50 cm, cu bobul mijlociu și admit intercalații de marne de aceeași culoare.

La microscop am studiat o secțiune ale cărei caractere le prezentăm în detaliu mai jos:

Secțiunea nr. 182

Data colecționării eşantionului: 1943.

Locul: V. Seacă, satul Valea Arinu, com. Bălțătești.

Cimentul este calcaros.

Material detritic: în majoritate cuarț (cca 75% din rocă) cu granule de dimensiuni variind între 0,15 și 0,015 mm.



Se mai observă, răspândit în masa rocei, muscovit și foarte rare fragmente de feldspat plagioclaz, maclat după macla albitului, deasemenea numeroase granule de 0,13 mm de glauconit cu peliculă de alterație pe margini și clorit. Culoarea verde a rocei se datorește acestui din urmă mineral.

Minerale autigene: rare fragmente mici (0,013—0,13 mm) de pirită; numeroase plaje de hematit și limonit.

Resturi de organisme lipsesc.

În concluzie, roca este o gresie fină, micacee, cloritică.

7) Gipsurile se prezintă în bancuri de 1—1,5 mm, sunt de culoare cenușie și nu arată nimic particular, cel puțin pe V. Seacă; este însă interesant că cele dela N de cota 418 din D. Brădățelu (satul Tuderițeni) cuprind rare fragmente mici de 2—3 mm de șisturi verzi.

8) Gresile roșcate-ruginii, în fine, sunt foarte groase și se prezintă în strate de 3—5 mm.

#### 4. VÂRSTA ORIZONTURILOR MIOCENULUI

În stabilirea vârstei orizonturilor Miocenului ne izbirăm de aceeași dificultate de care ne-am izbit și în Fliș: lipsa totală a fosilelor. Ele lipsesc nu numai în regiunea noastră, ci în tot lungul Subcarpaților Moldovei.

În această situație singura soluție este o paralelizare pe baza analogiilor petrografice cu orizonturile Miocenului din Prahova, unde vârsta lor a fost stabilită, de altfel cu destulă nesiguranță. În această din urmă regiune, H. GROZESCU, I. P. VOITEȘTI și D. M. PREDA (49) consideră conglomeratele miocene ca reprezentând Burdigalianul pe baza unor exemplare de *Pecten Beudanti* și *Pecten Pseudobeudanti* găsite la Schiulești.

Dacă admitem aceeași vârstă burdigaliană și pentru conglomeratele din Miocenul dintre Râșca și Agapia, atunci Orizontul subconglomeratic ar putea reprezenta Aquitanianul, în timp ce Orizontul supraconglomeratic ar reveni Helvețianului.

#### IV. SARMAȚIANUL

a) **Generalități.** Sarmațianul ocupă tot colțul de NE al regiunii la exteriorul Culmii Pleșu. În imediata vecinătate a acestei culmi este lipsit de fosile și invadat pe câțiva km de blocuri de elemente verzi din Conglomerate. Aceste fapte fac aproape imposibilă trasarea limitei conglomerate-Sarmațian, pe care am stabilit-o, după cum am mai arătat, pe criterii morfologice și pe baza apariției izvoarelor sărate. Izvoarele sărate marchează nu departe în adâncime, prezența Orizontului supraconglomeratic cutat și acoperit transgresiv de Sarmațian.





b) **Descrierea Sarmațianului.** În regiunea noastră, Sarmațianul este mai bine deschis doar în două locuri și anume: 1. pe P. Secuța, la S de satul Moișa, și 2. pe malul drept al Pârâului Râșca, la N de D. Grâielor.

1. Pe Secuța, la altitudinea absolută de 400 m, în amont de confluența cu P. Moișa<sup>1)</sup>, apare, atât pe malul stâng cât și pe malul drept al apei, o marnă gri-albăstruie, moale. Ea cuprinde numeroase exemplare foarte bine conservate de: *Cerithium disjunctum* Sow., *Cerithium mitrale* EICHW., *Hydrobia* sp., *Ervilia* sp., *Cardium* sp. și *Rotalia* sp. Intercalat în această marnă, se găsește un strat de lignit de 0,30 m, care se poate urmări la nivelul apei pe o distanță de 2 km.

Marna mai apare numai în câteva puncte — în loc — în amont de confluența Pârâului Secuța cu P. Seaca.

La E și SE de P. Secuța și anume pe V. Ulia, D. Dadeș, V. Dadișa, D. Groșilor, P. Târzia, D. Târzia, P. Slatinei și P. Brusturi, deschiderile lipsesc cu desăvârșire, totul fiind acoperit cu sol loessoid și vegetație. Este drept, însă, că în câteva puncte, la W de satul Groși, pe pârâul cu același nume și pe P. Brusturi, între Poiana Lingurari și D. la Cruce, se văd încă în talveg niște marne gri-albăstrui pornite, nefosilifere și total lipsite de cărbuni, aparținând tot Sarmațianului.

La W de P. Secuța, pe Pâraiele Moișa și Bogdănița, precum și pe Dealurile Moșenilor, Fântâna lui Roman, Bolovănosu, Muții, Monăraru și Grâielor lipsește deasemenea cu desăvârșire orice afloriment. Totuși în vreo 3—4 puncte pe P. Moișa,<sup>2)</sup> precum și în câte un punct pe V. Muții și D. Grâielor (pe clina lui de miazăzi), apar marne gri-albăstrui, în pornituri, în care se găsesc și bucăți relativ mici de lignit.

2. Pe malul drept al Pârâului Râșca, pe clina de N a Dealului Grâielor, Sarmațianul este constituit, dela nivelul apei până la altitudinea absolută de aproximativ 440 m, din nisip, iar de aici în sus din marne.

Nisipurile au rare fragmente de *Tapes* sp., *Cardium* sp. și *Cerithium* sp. și trec în dreptul P. T. Bogdănești, chiar la nivelul Râșcei, la gresii cu aceleași fosile.

Marnele sunt de culoare gri-albăstruie, sunt foarte favorabile alunecărilor de teren și conțin numeroși *Cerithium disjunctum* Sow., *Cerithium mitrale* EICHW., *Buccinum duplicatum* Sow., și *Trochus* aff. *biangulatus*; aceștia doi din urmă se găsesc numai în marne, nu și în nisipuri și numai pe Dealul Grâielor.

<sup>1)</sup> Există două pâraie cu acest nume, unul la WSW de satul Râșca iar altul la WSW de satul Moișa. Aci este vorba de acesta din urmă.

<sup>2)</sup> Ne referim tot la P. Moișa dela WSW de satul cu același nume.



Rezumând cele spuse asupra stratigrafiei Sarmațianului, putem afirma că orizontarea lui nu este posibilă din cauza lipsei deschiderilor și a fosilelor caracteristice.

Metoda altitudinii absolute, deseori folosită pentru orizontări în restul Podișului Moldovenesc, nu poate da nici ea rezultate, din cauza înclinărilor destul de slabe pe care le prezintă aici Sarmațianul. Într'adevăr marnele de pe P. Secuța și stratul de lignit intercalat în ele au înclinarea de  $15-30^\circ$  spre E—SE, în vreme ce nisipurile de pe Râșca înclină în general spre S—SE cu  $8-18^\circ$ . Aceste înclinări sunt datorite probabil unor masive alunecări de teren.

## TECTONICA

Date asupra tectonicii regiunii dintre Râșca și Agapia nu găsim decât foarte târziu în literatura geologică.

GR. COBĂLCESCU, primul geolog care studiază această regiune în anul 1883, nu dă relații de ordin tectonic asupra ei ci numai de ordin stratigrafic.

Evident, regiunea noastră a fost înglobată în marile lucrări de sinteză asupra structurii geologice a Carpaților, începând cu cea a lui V. UHLIG. Deaceia socotim interesant să ne oprim puțin asupra evoluției ideilor tectonice cu privire la unitățile acestei catene, care se întâlnesc și pe teritoriul dintre Râșca și Agapia.

V. UHLIG distinge în 1907, în Carpați (50) mai multe pânze de șariaj, analoage cu cele din Alpi. Dintre ele cea subbeskidă corespunde cu zona cunoscută multă vreme sub numele de Zona marginală. Această pânză suportă Pânza beskidă (în care recunoaștem Zona marginală și Zona mediană) și stă peste Autohtonul miocen al Subcarpaților.

În 1911, L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI publică la rândul lor o sinteză asupra tectonicii Carpaților. Acești autori disting la exteriorul Carpaților orientali (51) o Pânză marginală, al cărei autohton este constituit din Saliferul inferior, și o pânză Pericarpatică în stadiu incipient, încălecând peste Saliferul superior și Sarmațian.

Pe schița tectonică însoțind sinteza lui L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI, se pot observa în regiunea noastră ambele unități. Tot pe această schiță găsim figurată, în plină Pânză marginală, o fereastră la N de V. Neamțului, în care apare Formația cu sare. Ideea reprezentării ei pare să fi fost sugerată de existența izvorului sărat dela Schitul Vovidenia.

O altă sinteză asupra Carpaților orientali este publicată în 1927 de către prof. G. MACOVEI, cu ocazia congresului «Asociației pentru înaintarea geologiei Carpaților». Prof. G. MACOVEI dădea o interpretare normală





tectonicei acestui sector al Carpaților, admitând numai existența unor zone și nu a unor pânze (52). D-sa considera — ca să ne referim la o problemă de detaliu, interesantă pentru regiunea noastră — chiar contactul dintre Fliș și Zona Neogenă ca o linie de încălecare cu caracter superficial (52, pag. 110).

În 1932, L. MRAZEC prezintă sub forma unei conferințe, ținută la Praga (53), o sinteză asupra structurii Carpaților, pe cât de rezumată, pe atât de documentată. Ideile exprimate de dânsul cu această ocazie, în privința tectonicii Flișului marginal, nu sunt deosebite în general de cele din 1911. El admite pe de o parte existența în partea externă a Carpaților a unei Pânze marginale care avansează peste Formația cu sare, iar pe de altă parte existența în Subcarpați a unor pânze-solzi paleogene care încălecă peste un autohton cu sare.

În 1937 G. MACOVEI și D. M. PREDA, într-o lucrare succintă apărută în *Buletinul Soc. de Geologie* (54), prezintă tectonica Flișului în urma unor studii în basinul Troțușului într-o interpretare nouă. D-lor admit existența a două pânze: una mediană și una marginală. Aceasta din urmă ar constitui Parautohtonul precedentei, Autohtonul general al lor fiind Formația cu masive de sare. În Pânza marginală G. MACOVEI și D. M. PREDA disting două digitații: una inferioară peste care stă Miocenul, și alta superioară care corespunde cu Pânza marginală a lui L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI.

Spre deosebire de acești autori, G. MACOVEI și D. M. PREDA socotesc că Pânza pericarpatică (în sensul MRAZEC — VOITEȘTI) formează o singură unitate cu Pânza marginală.

Reamintesc încă — deși nu este vorba de o lucrare de ansamblu — studiul publicat în 1939 de I. ATANASIU asupra stratigrafiei și tectonicii Flișului marginal moldav (21). În această lucrare dânsul semnalează existența pe V. Cracăului a unei pânze marginale încălecată peste o a doua pânză pe care o denumește Pânza submarginală. Este interesant că la această dată I. ATANASIU atribuia Conglomeratelor de Pleșu, vârsta oligocenă.

Am reamintit această lucrare fiindcă ea constituie nucleul unei alte lucrări de mai mare amploare, publicată de I. ATANASIU în *Anuarul Institutului Geologic* din anul 1943 (23).

La această dată, bazându-se în special pe diferențe de facies, I. ATANASIU distinge în Flișul marginal din partea mijlocie a Carpaților moldavi patru pânze și anume: Pânza Gresiei de Tarcău, Pânza de Tazlău (sau intermediară), Pânza marginală și în fine Pânza submarginală. În text sunt enumerate numai aceste unități; deasemenea pe hartă. Într'un tabel care însoțește lucrarea, s'ar părea că I. ATANASIU înfățișează nu patru ci cinci pânze. Una din ele ar proveni din scindarea Pânzei marginale în două subunități, dintre care una ar fi Pânza marginală internă iar cealaltă Pânza marginală externă. Asupra acestei scindări textul rămâne însă mut.



Remarcăm deasemenea că pe harta tectonică ce însoțește lucrarea amintită, aproape tot Flișul din regiunea noastră este înfățișat ca făcând parte din Pânza de Tazlău. Fac excepție bineînțeles Fereastra Bran—Dumesnic—Cracău și o zonă destul de largă la marginea Flișului, singura pe care I. ATANASIU o mai atribuie Pânzei marginale propriu zisă. Este adevărat că limita dintre Pânza de Tazlău și cea marginală este trasată punctat, ceea ce arată rezerva prudentă a autorului.

Pentru expunerea rezultatelor noastre de ordin tectonic vom adopta în cele ce urmează aceeași ordine de succesiune ca în cea de a doua parte a lucrării privitoare la stratigrafie.

Ne vom ocupa adică mai întâi de Pânza marginală, apoi de Autohtonul submarginal, de Zona Miocenă și în fine de Sarmațian.

## I. PÂNZA MARGINALĂ

Am văzut că Senonianul constituie patru Zone distincte și anume dela W la E: Zona Pipirigului, Zona Plaiul Olteanului—Chitele Secului, Zona Dobreanu—Serghie și Zona Muncelul Agapiei.

Din acestea <sup>1)</sup> primele două au caracterul unor zone foarte largi, constituite din mai multe cute, în timp ce ultimele 2 au caracterul unor anticlinale bine definite. Între ele există un număr corespunzător de sinclinale sau zone sinclinale care le separă. Astfel Zona Pipirigului este separată de Zona Plaiul Olteanului — Chitele Secului, cel puțin în partea de N a lor, prin Sinclinalele Bursunari și Chițigaia de Jos—Bâta Netedă.

Zona Plaiul Olteanului—Chitele Secului este separată de Zona anticlinală Gruiu — Dobreanu — Serghie (corespunzând zonei senoniene Dobreanu — Serghie și prelungirea ei înspre N) prin Zona sinclinală Crucea Tomei — M-reă Sihla.

La rândul ei, zona anticlinală Gruiu—Dobreanu—Serghie este separată de Zona anticlinală Muncelul Agapiei prin Zona sinclinală Bârca — Leghin—Ciungi.

În fine, la exteriorul Zonei anticlinale Muncelul Agapiei se găsește o ultimă zonă sinclinală fragmentată: Zona Brăileanca—Văratec.

În cele ce urmează vom considera pe rând:

1. Cutele din Zona senoniană a Pipirigului.
2. Sinclinalele Bursunari și Chițigaia de Jos.
3. Cutele din zona senoniană Plaiul Olteanului—Chitele Secului.
4. Zona sinclinală Crucea Tomei—M-reă Sihla.
5. Zona anticlinală Gruiu—Dobreanu—Serghie.
6. Zona sinclinală Bârca—Leghin—Ciungi.
7. Zona anticlinală Muncelul Agapiei și
8. Zona sinclinală Brăileanca—Văratec.

<sup>1)</sup> Textul scris cu rânduri dese a fost introdus de autor în Octombrie 1951.



1. *Cutele din Zona senoniană a Pipirigului.* Pe de o parte Senonianul din zona largă a Pipirigului este foarte intens cutat, ca de altfel și Senonianul din celelalte zone. Din acest punct de vedere amintește uneori cutarea Stratelor de Sinaia. Pe de altă parte, în Senonian nu este posibilă stabilirea unei succesiuni stratigrafice a termenilor care-l compun.

Pentru aceste două motive nu poate fi vorba de a distinge cute bine definite în zona de care ne ocupăm, decât acolo unde deasupra Senonianului se instalează Paleogenul. În această situație se află Paleogenul dintre Deleleu și Chițigaia de Sus și cel dela Vf. Crainicu. Ambele constituie cute sinclinale, din care prima mult mai importantă decât secunda.

Sinclinalul Deleleu—Chițigaia de Sus este un sinclinal normal, cu direcția generală NW—SE, cu excepția capătului sudic care este dirijat aproape W—E. La alcătuirea lui ia parte Eocenul, în cea mai mare parte de facies intermediar, și Oligocenul. Dintre cele două serii care-l compun, cea mai dezvoltată este aceea a Eocenului care ocupă toată suprafața dintre Deleleu și Chițigaia de Sus. Oligocenul este limitat la o suprafață în jurul și la SE de Vf. Chițigaia de Sus.

Este interesant că orizontul Gresiei de Kliwa este cutat disarmonic față de rest, întrucât prezintă înclinări numai într'un sens și anume spre SSW. De asemenea ea arată o decolare serioasă către capătul său de E, decolare prin care maschează complet pe o mică porțiune orizonturile mediu și inferior ale Oligocenului.

Celălalt sinclinal de pe Zona senoniană a Pipirigului, Sinclinalul Vf. Crainicu, cută izoclinală deversată spre E, este lung și îngust de numai 400 m. La constituția lui ia parte doar Eocenul de facies marginal, lipsit de Strate de Bisericiani. El poate fi urmărit din Pic. Cailor spre SE prin Vf. Crainicu, până în Bâta Făgetu, de unde se dirijează spre S și părăsește regiunea noastră.

2. *Sinclinalele Bursunari și Chițigaia de Jos*<sup>1)</sup>. Între Senonianul din Zona Pipirigului, pe de o parte, și cel din Zona Plaiul Olteanului—Chitele Secului pe de altă parte, se situează două sinclinale de Paleogen: Sinclinalul Bursunari în colțul de NW al regiunii și Sinclinalul Chițigaia de Jos—Bâta Netedă, la N de satul Pipirig.

Sinclinalul Bursunari este un sinclinal deversat spre E și constituit atât din Eocen, cât și din Oligocen.

Sinclinalul Chițigaia de Jos—Bâta Netedă are aceleași caractere ca precedentul. Este interesant că pe flancul de W Eocenul care stă peste Oligocen laminează complet menilitele, marnele brune și disodilele.

<sup>1)</sup> Textul scris cu rânduri dese a fost introdus de autor în Octombrie 1951.



În afară de aceasta, Sinclinalele Bursunari și Chițigaia de Sus—Bâtca Netedă sunt unite printr'o fâșie îngustă de Eocen care constituie până la un punct un sinclinal independent, deversat și el spre E, Sinclinalul Vf. Izvorului, care taie Pâraiele Râșca Mare, Gheșunoaia și Râșcuța.

3. *Cutele din Zona senoniană Plaiul Olteanului—Chitele Secului.* Senonianul din Zona Plaiul Olteanului—Chitele Secului constituie mai întâi în Nord-Vestul regiunii două petece alungite situate unul pe V. Pietroasei lângă satul Văleni, iar al doilea, mult mai lung, pe V. Râșca Mare, în dreptul Pârâului Arinului și Pârâului Varniței. Ambele alcătuiesc din punct de vedere tectonic câte un anticlinal.

Anticlinalul V. Pietroasei este un anticlinal deversat spre E și dirijat NNW—SSE; doar în capătul de N ia oarecum caracterul unui anticlinal normal, arătând în același timp o disarmonie locală față de Eocen.

Anticlinalul Arin—Varnița se întinde pe o distanță de 5,5 km între pâraiele cu același nume. De direcție mai întâi N—S, el se îndreaptă între Râșca Mare și Gheșunoaia în sens NNW—SSE și are caracterul unei cute izoclinale deversate spre E.

Zona senoniană Plaiul Olteanului—Chitele Secului capătă apoi caracterul de zonă continuă abia dela clina de S a Dealului Crucei în dreptul Râșcuței.

Pe V. Râșcuței Senonianul apare ca un anticlinal îngust la E de P. Șipoțelu. De aci anticlinalul acesta pe care-l denumim anticlinalul D. Crucii—Plaiul Olteanului și care nu este decât capătul de N al zonei se îndreaptă spre SE, taie D. Strungăriile, apoi Poiana Strungăriile și Plaiul Olteanului. Mai spre S Senonianul se lărgeste considerabil începând din dreptul Coastei Fagului și prezintă mai multe cute. Axul anticlinalului Arin—Varnița se mai poate urmări totuși, până la cota 923 din capătul Dealului Jacotelor, după poziția stratelor.

Începând dela Coasta Fagului la S, pe Senonianul din zona Plaiul Olteanului—Chitele Secului se instalează mai multe petece de Paleogen, care constituie tot atâtea sinclinale separate prin culminații anticlinale.

Primul este sinclinalul «à rebours» Straja—Dumesnic, care se întinde din D. Bompa prin Vf. Măgurii până dincolo de P. Dumesnic. Caracterul de «rebour» deversat spre W și-l păstrează din capătul de N până în dreptul Dealului Groapa cu Arini. De aci spre S devine cută dreaptă.

La constituția «rebour»ului Straja—Dumesnic iau parte Eocenul și Oligocenul. Flancul său de W are o dezvoltare normală în timp ce, dimpotrivă, cel estic este faliat, Eocenul fiind complet laminat, așa încât Senonianul încalecă direct peste Gresia de Kliwa.

Pe de altă parte flancul de W al acestui «rebour» stă pe o lamă de Senonian, care la rândul ei încalecă peste Fereastra Bran—Dumesnic—Cracău.





Celelalte sinclinale de pe Zona senoniană Chitele Secului—D. Olteanului (în număr de cinci), sunt constituite numai din Eocen.

Unul este Sinclinalul Chita Mare, de formă alungită și normal, cel puțin în capătul de N unde putem urmări poziția stratelor. El se întinde pe o lungime de 3,8 km, pe flancul de E al Ferestrei Bran—Dumesnic—Cracău și stă direct peste Oligocenul acesteia. Pe această linie de contact anormal, Senonianul pânzei este laminat complet.

Alt sinclinal, de data aceasta deversat spre W, este cel dela Chita Mică. El are o formă alungită și dimensiuni mult mai reduse.

Al treilea sinclinal este Sinclinalul La Răscoale—P. cu Jderi, în formă de semilună, lung de 3 km și cu caracterul mai mult de sinclinal normal drept.

Al patrulea sinclinal este mult mai redus decât precedentul și se găsește la E de el chiar în punctul denumit «La Răscoale».

În fine, ultimul sinclinal, constituit numai din Eocen, situat pe Zona senoniană Plaiul Olteanului—Chitele Secului, se găsește pe P. Frasin. Sinclinalul Frasin este un sinclinal deversat spre W, părând sub acest raport a fi prelungirea spre S a «rebour»ului Straja—Dumesnic. El se întinde pe o distanță de 2 km cu direcția N—S și are o formă de semilună.

4. *Zona sinclinală Crucea Tomei—M-rea Sihla* La exteriorul Zonei senoniene Plaiul Olteanului—Chitele Secului se întinde, pe o distanță de 30 km, Zona sinclinală Crucea Tomei—M-rea Sihla, dirijată dela NW la SE.

În regiunea mediană a acestei zone sinclinale, găsim în mod constant Oligocenul, cu excepția unei mici porțiuni în dreptul M-rii Sehăstria, unde lipsește. Flancurile zonei sunt constituite din Eocen. Pe flancul de W, Eocenul este lipsit de Strate de Bisericiani, în afară de un sector care începe din Râșca Mare, taie Râșcuța și se termină nu departe de D. Strungăriile, în care ele sunt prezente.

Pe flancul de E Stratele de Bisericiani apar aproape continuu pe toată distanța dintre Râșcuța și M-rea Sehăstria.

Am văzut că în partea mediană a Zonei sinclinale Crucea Tomei—M-rea Sihla, găsim în mod constant Oligocenul. În partea de N el este redus la o fâșie foarte îngustă, în care este reprezentată numai baza lui, partea superioară fiind laminată.

Din dreptul Pârâului Râșca Mare, fâșia de Oligocen din axul zonei sinclinale devine mai largă și constituie două cute secundare, două sinclinale care sunt trădate de prezența mai mult sau mai puțin continuă a Gresiei de Kliwa. Această dedublare a sinclinalului începe din Râșca Mare și se termină în D. Strungăriile. Într'adevăr în acest punct, sinclinalul secundar de Oligocen

din partea de E a zonei se desparte complet de celălalt pe o distanță de 1 km, și dispăre apoi ridicându-se în aer, la S de D. Strungăriile.

De aici spre S, până la locul unde părăsește regiunea noastră, Zona sinclinală Crucea Tomei—M-rea Sihla se comportă ca un sinclinal simplu în axul căruia găsim în mod constant Gresia de Kliwa. Această gresie nu constituie o zonă continuă fiind îmbucătățită în general prin efectul eroziunii și numai într-o mult mai mică măsură, datorită unor slabe ridicări axiale. Disparația pe deaîntregul a Oligocenului la M-rea Sevăstria pare să intre în acest din urmă caz.

Pe tot lungul ei, Zona sinclinală Crucea Tomei—M-rea Sihla are caracterul unui sinclinal deversat spre E. Excepție face capătul său de S. Într-adevăr aici Oligocenul, care poate fi considerat ca alcătuind până la un punct un sinclinal independent în jurul M-rii Sihla, are într-o oarecare măsură caracterul unui sinclinal drept. Situația acestuia nu este prea clară din cauza disarmoniei Gresiilor de Kliwa care este, după aparențe, decolată mult peste Oligocenul inferior și mediu, atât pe latura de NW a sinclinalului, cât mai ales, pe cea de NE și E a lui.

5. *Zona anticlinală Gruiu—Dobreanu—Serghie.* La E Zona sinclinală Crucea Tomei—M-rea Sihla este flancată de Zona anticlinală Gruiu—Dobreanu—Serghie. Începând din N, dela Muchea Gruifului până în dreptul Arșiței Porcului (dela izvoarele Pârâului Rusu Mare), ea este constituită numai din Eocen. Din acest loc spre S, până la limita regiunii, apare de sub Eocen și Senonianul (Zona Dobreanu—Serghie).

În dreptul Pârâului Comorii, afluent al Pârâului Neamțului, Eocenul de pe flancul de W este aproape complet laminat, fiind redus la o fâșie îngustă de Strate de Bisericiani.

El este, deasemenea, laminat pe flancul de E, dela D. Socilor până la D. Coasta Popilor, distanță pe care Senonianul încalcă direct peste Oligocen. În acest din urmă deal, Eocenul re apare strivit pe o mică distanță. Dela P. T. Hotaru M-rea Neamțu—Pipirig până în P. Neamțu Eocenul dispăre iar, fiind de data aceasta acoperit de Oligocenul din Culmea Leghinului, decolat peste el. În fine, din P. Neamțu spre S, până la Fundul Rupturilor, dispariția lui se datorește laminării sale de către Senonian.

Zona anticlinală Gruiu—Dobreanu—Serghie este în general deversată spre E. Excepție face sectorul cuprins între P. T. Hotaru - M-rea Neamțu - Pipirig și P. Neamțului. Pe această distanță Senonianul este deversat spre W și stă în discordanță peste Eocen. Pe tot lungul ei, zona aceasta se comportă ca un anticlinal simplu; numai pe P. Râșcuța, în dreptul Poienei lui Ion, sunt schițate în el două cute secundare.





Intr'adevăr, la 100 m E de gura Pârâului Dâmboviței, se poate observa un mic anticlinal de Senonian redresat la verticală. El este flancat la W și E de două mici sinclinale de Strate de Bisericiani, deasemenea redresate la verticală la distanță de 200 m unul de altul.

Cel de al doilea anticlinal secundar se face evident pe baza înclinării stratelor între P. Ogarului și P. Lidvului.

Tot din Zona anticlinală Gruiu — Dobreanu — Serghie se desprinde un mic anticlinal secundar, care separă pe o scurtă distanță cele două ramuri ale Zonei sinclinale Crucea Tomei — M-rea Sihla din dreptul Dealului Strungăriile.

Este interesant că în 1943 I. ATANASIU desenează pe schița care însoțește lucrarea lui asupra faciesurilor Flișului marginal moldav (23), o linie de șariaj punctată, care coincide cu flancul de E al Zonei anticlinale Gruiu — Dobreanu — Serghie. Dânsul o trasa numai dela P. Neamțului spre S, partea de N a regiunii nefiind cuprinsă în hartă. Această linie trebuia să separe, după I. ATANASIU, o unitate la W (Pânza de Tazlău) și alta spre E (Pânza marginală).

Deși Senonianul încăleacă în dreptul Pârâului Rupturilor peste Oligocen, iar la S peste Eocen, nu poate fi vorba de o linie de șariaj întrucât mai la S, pe D. Ciungi, Senonianul din Zona anticlinală Gruiu — Dobreanu — Serghie se unește cu cel din Zona Muncelul Agapiei, suportând chiar Paleogenul peste care încăleca mai la N.

În afară de aceasta, nici diferențe de facies nu justifică separarea celor două unități, ambele având același facies. Intr'adevăr, după cum am arătat, faciesul intermediar este cantonat numai pe o mică suprafață din Vestul unității, separată de I. ATANASIU ca Pânză de Tazlău.

Deaceea, noi nu admitem existența liniei trasată de I. ATANASIU și considerăm toată vechea Zonă marginală, inclusiv sectorul pe care este dezvoltat faciesul marginal, ca alcătuind o singură unitate: Pânza marginală. Prin aceasta revenim la părerea anterioară a lui I. ATANASIU exprimată în 1939 în *Analele Universității din Iași* (21).

6. *Zona sinclinală Bârca — Leghin — Ciungi.* Către E, dealungul Zonei anticlinale Gruiu — Dobreanu — Serghie, se întinde Zona sinclinală Bârca — Leghin — Ciungi. Această zonă sinclinală este alcătuită în cea mai mare parte a ei din Oligocen (care la N de Râșca Mare este de facies conglomeratic) flancat de o parte și de alta de Eocen.

În partea ei de W, găsim Eocenul până la D. Socilor. Acesta este lipsit de Strate de Bisericiani la partea superioară pe tot lungul zonei, cu excepția unui sector între Pic. Lidvului și Fundul Trestioarei.



După cum am mai spus, din D. Socilor spre S, până la Fundul Rupturilor, Eocenul lipsește fie pentru că a fost laminat, fie pentru că este mascat de Oligocenul decolat peste el.

La Estul Zonei sinclinale Bârca—Leghin—Ciungi Oligocenul încăleacă direct peste Miocen, din N până ceva mai la S de P. Nemțișoru. Excepție face porțiunea dintre P. Râscuța și P. Comorii pe care încălecarea Flișului peste Miocen se face prin intermediul unei fâșii de Strate de Bisericiani. Din P. Nemțișoru spre S flancul estic al zonei este constituit din Eocen și anume aproape exclusiv din Strate de Bisericiani.

Zona Bârca—Leghin—Ciungi este și ea tot un sinclinal deversat spre E sau mai curând un sinclinatorium întrucât prezintă și cute secundare. Astfel la N de V. Slatina există două benzi de Oligocen superior care trădează existența a cel puțin două sinclinale secundare.

Tot astfel între V. Slatina și Râșca Mare două butoniere de Oligocen superior conglomeratic marchează axele a două sinclinale, după cum și aparițiile de Gresie de Kliwa din D. Trecătoarea Mică și conglomeratele din Pic. Mureșului, separate de o butonieră de Strate de Bisericiani, par să constituie prelungirea spre S a celor două sinclinale secundare de mai sus. Pe Râșca Mare nu le putem depista decât pe baza existenței unei butoniere anticlinale de Strate de Bisericiani la gura Pârâului Bârca.

În fine, dealungul Pârâului Tocilei găsim o fâșie lungă de Gresie de Kliwa iar la E de P. Bâta Neagră o a doua, care pare să schițeze continuarea celor două sinclinale secundare de mai la N. Existența lor este și mai mult întărită de prezența către S, între P. Fundul Trestioarei și P. Comorii, a unei butoniere de Strate de Bisericiani chiar în mijlocul zonei.

De aici mai jos până în D. Coasta Popii, Zona sinclinală Bârca—Leghin—Ciungi pare a avea caracterul de sinclinal simplu, în timp ce la S de acest deal există unele indicii că se dedublează, din nou. Într'adevăr, la paralelul Dealului Coasta Popii, găsim Gresia de Kliwa constituind, în afară de fâșia dela exteriorul zonei, un mic sinclinal spre W.

În fine, în dreptul M-rii Agapia din Deal, bifurcarea Gresiei de Kliwa indică iarăși existența pe o distanță destul de mare a două sinclinale secundare.

Din cele de mai sus rezultă că Zona sinclinală Bârca—Leghin—Ciungi este de fapt un sinclinatorium constituit aproape pe toată lungimea lui din cel puțin două sinclinale secundare.

7. *Zona anticlinală Muncelul Agapiei* este deversată spre E pe aproape toată lungimea ei, cu excepția sectorului dela S de P. Agapia până la ieșirea din regiune. Pe această porțiune ea este deversată spre W, Senonianul din





ax fiind disarmonic cutat față de Eocen, care atât pe un flanc cât și pe celălalt înclină în mod ciudat spre W.

Flancurile Zonei anticlinale Muncelul Agapiei sunt constituite din Eocen, care dealtfel marchează prelungirea ei spre N dincolo de butonierele de Senonian din D. Brăileanca și de pe P. Magherniței până în P. Nemțișoru. Pe porțiunea dintre aceste două pâraie, ea încalecă spre E direct peste Miocen.

8. *Zona sinclinală Brăileanca—Văratec* este în parte fragmentată, capătul ei de N constituind la marginea Flișului trei sinclinale mici prinse între Zona anticlinală Muncelul Agapiei și Miocen. Toate trei sunt deversate spre E și se găsesc, două la S de Schitul Vovidenia, iar al treilea, de dimensiuni foarte reduse, la gura Pârâului Valea Rea. La alcătuirea lor ia parte numai Oligocenul lipsit de orizontul său superior.

Deabia dela S de Vf. Măguricea până la ieșirea din regiune, Zona Brăileanca—Văratec are caracterul unei zone sinclinale continue deversată spre E peste Miocen.

În această parte ea este constituită din Oligocen și este flancată la W de Eocen, sub faciesul Stratelor de Bisericiani, până la S de P. Secătura Mare.

În toată Zona sinclinală Brăileanca — Văratec, Oligocenul este reprezentat numai prin orizonturile sale inferioare, în afară de o suprafață relativ mică în satul Valea Seacă, unde apare și Gresia de Kliwa.

## II. AUTOHTONUL SUBMARGINAL

Autohtonul submarginal din Făreastră Bran—Dumesnic—Cracău constituie din punct de vedere tectonic, în partea sa de N și de mijloc, un anticlinal cu Strate de Bisericiani în ax, flancat la E și SW de două sinclinale.

Anticlinalul de Strate de Bisericiani se poate urmări în partea de W a ferestrei, începând din P. Neamțu până la Dubău, unde dispare. Înclinările lor sunt ezitante, sensul înclinării schimbându-se dela N la S cel puțin de cinci ori, când spre W, când spre E.

Pe flancul de W, Stratele de Bisericiani iau contact cu Senonianul din pânză, în timp ce spre E găsim Oligocenul Autohtonului.

Oligocenul dela Estul acestui anticlinal constituie primul sinclinal în axul căruia apar conglomeratele Orizontului superior, ca două fâșii lungi și înguste; una din ele este cea dintre P. Neamțu și P. Aruncat, iar a doua cea de pe Plaiul Rău al Chitei. Acest sinclinal din Estul ferestrei este net deversat spre W și încălecat din P. Neamțu până în P. Dumesnic de Senonianul pânzei, iar de aici spre S de Eocenul ei.



Cel de al doilea sinclinal de Oligocen, care flanchează la SW anticlinalul de Strate de Bisericiani, este sinclinalul Bâta Stâncilor. El se întinde din D. Alunişu până la S de fundul Cracăului în Pic. Crainicu. În cea mai mare parte are caracterul de sinclinal normal drept; numai capătul său de S este deversat, de data aceasta spre E. În axul său găsim orizontul superior al Oligocenului, reprezentat tot prin conglomerate cu elemente verzi, care iau o mare dezvoltare la Bâta Stâncilor.

În partea de S a ferestrei, Autohtonul constituie un anticlinal normal, drept, de Strate de Bisericiani, de forma unei butoniere peste care se aşează succesiv orizonturile inferioare ale Oligocenului. Acesta este anticlinalul de pe P. Stegii. Oligocenul care înveleşte Anticlinalul Stegii este acoperit, la rândul lui, periclinal, de Senonianul Pânzei marginale, fapt care demonstrează până la evidenţă, caracterul de fereastră al Paleogenului din zona Bran — Dumesnic — Cracău.

În fine, două anticlinale de Strate de Bisericiani, lungi şi înguste, sunt strivite pe flancul de W al ferestrei: unul se întinde dealungul Pârâului Barcu şi P. Stâncilor, în timp ce celălalt este situat la S de Dosul Stâncilor.

Primul are direcţia N—S şi este deversat spre W, iar al doilea are direcţia NW — SE şi este redresat la verticală. Ambele iau contact către W cu Senonianul pânzei.

### III. ZONA MIOCENĂ

În Zona miocenă se distinge în primul rând o serie de cinci anticlinale, în axul cărora apare Orizontul conglomeratic.

1. Cel mai important este Anticlinalul Pleşu. Subasmentul lui este constituit din Strate de Bisericiani şi Oligocen. Acestea sunt separate de Miocen printr'o discordanţă şi prezintă o tectonică oarecum independentă de a lui. Astfel, Stratele de Bisericiani apar ca un anticlinal flancat de două sinclinale de marne brune, bituminoase, oligocene, toate strivite şi redresate la verticală. Orizontul subconglomeratic al Miocenului se instalează pe suprafaţa de eroziune a acestora, eroziune care presupune o exondare înainte de depunerea Miocenului celui mai vechi, dar după aceea a Oligocenului inferior. În această perioadă de timp Pleşu a fost exondat şi în parte cutat. Nu este exclus ca discordanţa dintre Oligocen şi Miocen să fi fost accentuată pe cale tectonică.

Lăsând la o parte subasmentul său, Pleşu are pe toată lungimea caracterul unui anticlinal deversat spre NE care prinde sub el cel puţin o parte din marnele Orizontului supraconglomeratic. Această formaţie cu caracter net lagunar nu apare la zi, cu excepţia unei mici suprafeţe pe V. Slatina, în satul





Lunca; cu toate acestea ea se manifestă la suprafață în seria de izvoare sărate dela exteriorul Pleșului. În general, Anticlinalul Pleșu nu este prea mult aplecat; conglomeratele arată, în rarele locuri unde se poate măsura poziția lor, o înclinare de  $40^{\circ}$  —  $50^{\circ}$  SE.

2. Alt anticlinal constituit din conglomerate este Anticlinalul Brădățelului. El are deasemenea caracterul unui anticlinal deversat spre NE. Deși conglomeratele dispar repede, anticlinalul continuă probabil la NW și SE în marnele supraconglomeratice, dar nu poate fi urmărit din cauza lipsei de deschideri.

3. Conglomeratele din D. Filioru constituie un mic anticlinal, Anticlinalul Filioru, foarte puțin deversat spre ENE, stratele sale prezentând înclinări de peste  $70^{\circ}$  spre WSW.

4. Alt anticlinal cu conglomerate în ax este Anticlinalul Prihodjia. În regiunea noastră găsim numai capătul său de N, deversat spre WSW, în timp ce partea lui centrală are alt caracter.

5. În fine, cel de al cincilea și ultimul anticlinal cu conglomerate în ax este Anticlinalul Grumăzești. El reprezintă, ca și în cazul precedent, numai capătul de N al unui anticlinal deversat spre NE, care pare să se desvolte mai mult în afara regiunii noastre.

În afară de aceste cinci anticlinale cu conglomerate în ax, mai putem distinge încă două anticlinale principale chiar în Orizontul supraconglomeratic, fie pe baza poziției stratelor sale, fie pe baza succesiunii stratigrafice a termenilor ce-l compun.

6. Unul este Anticlinalul Topolița, al cărui ax taie P. Topolița la cca 500 m W de biserica din satul cu același nume. Trădat de înclinările inverse ale stratelor, el pare puțin faliat, întrucât pe flancul lui de E apare baza Suborizontului supraconglomeratic, în timp ce pe cel de W găsim partea lui mijlocie, cu gipsuri.

Anticlinalul Topolița face impresia să fie prelungirea Anticlinalului Grumăzești.

7. În afară de aceasta, apariția la Ceahlâești a Suborizontului mediu cu gipsuri în Orizontul supraconglomeratic trădează prezența flancului de E al unui al doilea anticlinal, pe care l-am denumit Anticlinalul Ceahlâești — D. Bodului.

8. Anticlinalele Ceahlâești — D. Bodului și Topolița sunt separate printr'un sinclinal puțin aplecat spre E: Sinclinalul Săcălușești. Acesta pare să se prelungească spre S până în V. Brătuleț.

9. În fine, Anticlinalul Prihodjia este separat de Anticlinalul Ceahlâești — D. Bodului printr'un alt sinclinal de direcție NW — SE, prezentând înclinări contrarii: Sinclinalul Făgășel. El începe din



capătul de W al Dealului Făgăţelul Mare, trece prin capătul de SE al Dealului Făgăţelul Mic şi continuă spre SE prin D. Ciungi.

10. Afară de aceste cute principale merită să fie amintit şi un anticlinal secundar, Anticlinalul W-Văratec cu direcţia WNW—ESE depistat pe baza înclinării stratelor în două deschideri şi anume una pe D. Ciorii şi alta pe ramura de S a Pârâului Târzia, la N de D. Carpenului din comuna Văratec.

În ce priveşte sectorul de N al Orizontului conglomeratic, la N de P. Neamţ, el pare să constituie în întregime un singur mare sinclinal.

#### IV. SARMAȚIANUL

Sarmațianul este quasi-orizantal sau prezintă slabe înclinări, greu măsurabile, din cauză că marnele care-l constituie pornesc cu foarte mare ușurință.

În general ele apar înclinate cu câteva grade spre SE sau S.

#### V. ȘARIAJUL ȘI VÂRSTA CUTĂRIILOR

Șariajul Pânzei marginale peste Autohtonul submarginal nu poate fi urmărit în regiunea noastră decât în Fereastra Bran — Dumesnic — Cracău.

Capătul de N al ei nu este vizibil, fiind acoperit cu aluviuni.

Pe flancul de W al ferestrei pânza încalecă prin intermediul Senonianului, direct peste Oligocen. Din dreptul Pârâului Dumesnic spre S până la Chita Mare, Senonianul pânzei este laminat, așa încât pânza ia contact cu Oligocenul din fereastră prin intermediul Eocenului.

În capătul de S al ferestrei Senonianul învește periclinal Oligocenul Autohtonului.

În fine, pe flancul de W, contactul are mereu loc între Senonian și Oligocen sau cel mult partea superioară a Eocenului, și este ezitant ca înclinare.

Către exterior Pânza marginală încalecă prin diverși termeni ai săi peste Miocenul supraconglomeratic.

După cum am mai spus, noi considerăm întreaga Pânză marginală ca o singură unitate în care nu putem separa, cum încerca I. ATANASIU (23), două unități. Deasemenea nu putem separa tectonic faciesul intermediar al Eocenului de cel marginal, pentru că nu am găsit nicio linie între ele. În afară de aceasta, nu vedem niciun motiv care ne-ar determina, așa cum face I. ATANASIU (21, 23), să considerăm unitatea submarginală, ca alcătuind la rândul ei o pânză.





În ce privește vârsta șariajului, aceasta nu poate fi stabilită decât cu aproximație. Șariajul a avut loc, în orice caz, după depunerea Orizontului superior al Oligocenului, întrucât acesta este prins în fereastră.

Faptul că pânza încăleacă la marginea Flișului peste Orizontul supraconglomeratic de vârstă probabil helvețiană arată ceva mai mult, anume că el s'a produs după Helvețian, dar înainte de depunerea Sarmațianului, rămas quasi-orizontal.

Nu este exclus însă ca șariajul să fie ceva mai vechi, poate post-oligocen superior și ante-miocen subconglomeratic. Unele fapte și anume lipsa Miocenului în fereastră și pe Autohtonul submarginal desvelit pe V. Cracăului, precum și discordanța constatată între Oligocenul din subasamentul Pleșului și Miocenul subconglomeratic, sunt din acest punct de vedere suspecte.

Desigur că în această ipoteză ar trebui să admitem două faze de cutare, după cum ar trebui să admitem că adevărata linie de șariaj ar fi situată tot la marginea Flișului dar mai jos, în adâncime, și mascată de Miocen.

În orice caz o ușoară fază de cutare pare să fi avut loc înaintea Miocenului inferior.

Deocamdată noi admitem pentru șariaj vârsta post-helvețiană, întrucât credem că prin studii mai detaliate pe V. Cracăului se va putea găsi undeva Miocenul stând peste Autohtonul submarginal.

## CONCLUZII

În regiunea dintre Râșca și Agapia se disting patru mari unități geologice: Pânza marginală, Autohtonul submarginal, Zona miocenă și Sarmațianul.

Din punct de vedere stratigrafic, Pânza marginală este constituită din Senonian, Eocen și Oligocen.

Senonianul se prezintă sub faciesul marnelor cenușii cu Inocerami.

Eocenul este dezvoltat sub două faciesuri: unul intermediar, găsit de noi în jurul Vârfului Deleleu, și altul marginal, răspândit pe tot restul Pânzei marginale. Primul se caracterizează prin alternanța de pachete de Eocen calcaros marnos de tip marginal cu patru până la șase pachete de gresii de tip Tarcău, groase de 10—20 m.

El se deosebește de Eocenul intermediar descris de I. ATANASIU de pe Tazlău (23) prin grosimea mult mai redusă a nivelelor de Gresie de Tarcău (10—20 m în loc de 60—80 m).

În ce privește Eocenul marginal, am ajuns la convingerea că numai trei pachete de strate ar putea fi considerate adevărate orizonturi și anume: Stratele tisaroidale, Calcarele de tip. Pasieczna și Argilele verzi dela partea superioară.



Stratele de Bisericiani le considerăm un facies al Eocenului caracteristic în special pentru exteriorul Flișului. Menționăm lipsa Stratelor de Cașin care par să existe însă mai la S pe V. Bistriței.

Oligocenul se poate divide în trei orizonturi, din care cel superior se prezintă sub două faciesuri: unul, Faciesul Gresiei de Kliwa, iar altul, Faciesul conglomeratic. Primul se întâlnește pe aproape toată Pânza marginală, în timp ce secundul ocupă numai o mică suprafață în partea ei de NE. Noi nu am găsit nicăeri menilite superioare.

Din Autohton apar la zi numai Stratele de Bisericiani și Oligocenul, al cărui orizont superior este de facies conglomeratic.

În Miocen am distins trei orizonturi, din care cel mijlociu, conglomeratic, ne-a servit la trasarea anticlinalelor în această zonă. Subasmentul său este constituit din Paleogenul găsit de noi pe V. Catrinei.

Deși Sarmațianul ocupă o bună parte a regiunii, fosilele pe care le cuprinde nu sunt numeroase ca specii. Aceasta, precum și lipsa unor orizonturi petrografice, ne-a împiedicat să facem o subdiviziune a lui.

Din punct de vedere tectonic am constatat că Pânza marginală alcătuiește o singură unitate în care am găsit, atât Eocen de facies marginal, cât și Eocen de facies intermediar. Între acestea două nu există o linie tectonică nici acolo unde ele se îmbină în realitate, nici în locul unde I. ATANASIU bănuia această îmbinare (23, harta tectonică).

Noi nu avem niciun motiv să considerăm unitatea submarginală ca alcătuind o pânză.

În privința vârstei șariajului, credem că acesta s'a produs după depunerea orizontului superior al Miocenului, pe care-l atribuim fără dovezi paleontologice Helvețianului și înainte de depunerea Sarmațianului rămas quasi-orizantal.

Dacă ne referim la tectonica de amănunt a Pânzei<sup>1)</sup>, constatăm că partea ei de W, mai ridicată decât cea de E, este constituită în mare măsură din Senonian alcătuind două zone largi, Zona Pipirigului și Zona Plaiul Olteanului—Chitele Secului, separate net numai către N prin Sinclinalele Bursunari și Chițigaia de Jos. În aceste zone, deși intens cutate, nu se pot distinge decât câteva structuri sinclinale pe baza prezenței unor petece de Paleogen puțin diferite ca facies. Astfel, în timp ce Paleogenul de pe Zona Pipirigului este de facies intermediar, cel de pe Zona Plaiul Olteanului—Chitele Secului este de facies marginal, lipsit însă de Strate de Bisericiani.

În partea de E a regiunii, scoborită față de precedentă, se disting succesiv dela W la E: Zona sinclinală Crucea Tomei—Mănăstirea Sihla, constituită din Eocen de facies marginal cu Strate de Bisericiani și Oligocen cu

<sup>1)</sup> Textul scris cu rânduri dese a fost introdus de autor în Octombrie 1951.





Gresie de Kliwa la partea superioară; Zona anticlinală Gruiu—Dobreanu Serghie; Zona sinclinală Bârca—Leghin—Ciungi, care se deosebește de zona sinclinală precedentă numai prin prezența unui Oligocen superior de facies conglomeratic în partea de N a ei; Zona anticlinală Muncelul Agapiei și Zona sinclinală Brăileanca—Văratec, identică în ce privește faciesul, cu zona sinclinală precedentă.

Este de remarcat că zonele anticlinale se scufundă succesiv spre N începând dela E la W, prima care dispare fiind cea mai externă.

Menționăm că toate multe din structurile Pânzei dela N de P. Neamțu au fost găsite și cartate pentru prima dată de noi, în timp ce la cele dela S de acest pârâu nu am putut aduce decât puține precizări, liniile mari fiind trasate de I. ATANASIU (21).

Deasemenea, în ce privește tectonica de amănunt a Ferestrei Bran—Dumesnic—Cracău, am stabilit că ea nu este perfect simetrică, cum era figurat până acum (21, 23), ci prezintă o oarecare asimetrie.

Remarcăm că îngustarea Flișului către exteriorul regiunii noastre trebuie considerată ca datorită atât superpoziției mai multor solzi, cât și îngustării zonei de sedimentare.

În zona miocenă se pot distinge mai multe anticlinale principale<sup>1)</sup> și anume: cinci pe baza aparițiilor Orizontului conglomeratic (Anticlinalele Pleșu, Brădățelu, Filioru, Prihojdia și Grumăzești) și două chiar în Orizontul conglomeratic (Anticlinalele Topolița și Ceahlăești—D. Bodului). Acestea două din urmă sunt separate prin Sinclinalul Săcălușești, în timp ce Sinclinalul Făgătel separă Anticlinalul Prihojdia de Anticlinalul Ceahlăești—D. Bodului.

În fine Sarmațianul este quasi-orizontal.

*Primit: Iunie 1949.*

<sup>1)</sup> Textul scris cu rânduri dese a fost introdus de autor în Octombrie 1951 pentru a suplini lipsa hărții.



## BIBLIOGRAFIE

1. M. DAVID. Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamț și Bacău. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.* T. L., 1931. București, 1932.
2. N. M. A. POPP. Clasificări geografice în Subcarpații românești. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.* LIV, București, 1935.
3. C. MARTINIUC. Date noi geomorfologice asupra regiunii Baia-Suceava. *Rev. Geogr.*, Anul III, Fasc. I, II, III, București, 1946.
4. T. JOJEA. Les cours des rivières à l'extérieur des Carpathes Orientales. *Bull. dela Soc. Roum. de Géol.*, Vol. V, București, 1942.
5. P. MACAR. Principes de géomorphologie normale. Liège, 1945.
6. F. S. BEUDANT. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris, 1822.
7. L. V. LILIENBACH. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpathes, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, Série I., T. II, pag. 237—316, Paris, 1833.
8. A. BOUÉ Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmorosch, la Transylvanie, etc. *Mém. Soc. Géol., Fr.*, Série I., T. I., Paris, 1834, pag. 215—237.
9. H. COQUAND. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie, etc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* II-ème Série, T. XXIV, pag. 505—569, Paris, 1867—68.
10. K. M. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.* Bd. XXVI, Wien, 1876.
11. K. PAUL și E. TIETZE. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen, *Jahrb.d. k. k. geol. R.-A.* XXVII, Wien 1877. Idem, Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrbuch. d. k. k. geol. R.-A.* 1879 Bd. XXIX, pg. 189—303 Wien.
12. GR. COBĂLCESCU. Geologische Untersuchungen im Buzeu District. *Verh. der k. k. geol. R.-A.*, pag. 227—231, Wien, 1882.
13. — Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmurii terțiare din unele părți ale României. *Mem. geol. ale Școlii milit. din Iași.* București, 1883.
14. — Formațiunea saliferă sau secunda formațiune Mediterană. *Mem. geol. ale Școlii milit. din Iași.* București, 1883.
15. GR. ȘTEFĂNESCU. Relațiune sumară de lucrările Biroului geologic în campania 1885. *An. Bir. Geol. Anul III.* 1885, pag. 4—87, București, 1888.
16. TH. NICOLAU. Chlorit-Sericitschiefer und Phyllit von Dealul Cetății Neamtz. *Tschermaks M. P. M.* XVIII. Bd. 6, 1899.
17. S. ATHANASIU. Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du district de Bacău. *Congr. int. du pétrole.* III-ème Sess., Guide 4, București, 1907.
18. — Asupra prezenței unui bloc de Favosites cf. polymorpha Goldf. în conglomeratele eocene dela marginea Flișului din nordul Moldovei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II. pag. 20, București, 1911.





19. S. ATHANASIU Formațiunea saliferă miocenă din basinul Cujeiului și al Almașului din districtul Neamțu și raporturile sale cu Flișul. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915—1916) pag. 397—404, București, 1917.
20. — Zăcămintele de cărbuni din districtul Suceava. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1919—1920, pag. 42—47, București, 1926.
21. I. ATANASIU. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. Sc. de l'Univ. de Iassy.* T. XXV, Année 1939, Fasc. 1, Iași, 1939.
22. T. JOJE. Recherches géologiques dans le bassins du Neamțu et de la Râșca. Comunicare prezentată la Inst. Geol. al Rom. în ședința din ziua de 18 Martie, 1941.
23. I. ATANASIU. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, pag. 149—176, București, 1943.
24. I. P. VOITEȘTI. L'âge des conglomérats de Pietricica, de Gârcina et de Pleșul. *C. R. Ac. d. sc. de Roumanie.* T. VII, 1943—1945, București 1945.
25. T. JOJE. Câteva observațiuni geologice în Zona miocenă dintre capătul de SE al Culmii Pleșu și Valea Cracăului. Notă prezentată la Inst. Geol. al Rom. în ședința din ziua de 25 Iunie 1946.
26. S. ATHANASIU. Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de Nord. *Rap. anual asupra activității Institutului Geologic pe anul 1906—1907*, pag. XLI—XLIII București, 1908.
27. — Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *Rap. asupra activității Inst. Geol. l. României dela 1 Aprilie 1908—1 Ian. 1910*, pag. XLVII—LXIV, București, 1913.
28. W. TEISSEYRE. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. *Congr. Int. du Pétrole.* III-ème Session, Guide No. 1, pag. 18—37, București, 1907.
29. G. BOTEZ. Asupra unui *Inoceramus salisburgensis* Fugg. et Kast. din Flișul județului Bacău. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, Pag. 48—52, București 1912.
30. I. P. VOITEȘTI. Contributions à la stratigraphie du Flysch marginal de la vallée de la Bistrița. *C. R. Ac. de Sc. de Roum.* T. VII. 1943—1945, pag. 281—286, București, 1945.
31. M. G. FILIPESCU. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei. (Teză). București, 1934.
32. MIRCEA ILIE. Note sur l'origine de genre *Palaeodictyon* (*Batrachoides nidificans*) *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXI (1932—1933), pag. 62—64, Bucarest, 1937.
33. G. MURGEANU. Note sur la présence de *Nummulites elegans* Sow. dans le Sénonien de Dosul Stănei. *An. Inst. Geol. al Rom.* Vol. XIII, pag. 145—161, București, 1929.
34. D. ȘTEFĂNESCU. La zone du Flysch carpatique en Bucovine entre Păltinoasa et Câmpulung de Moldavie. *Bull. de la Soc. roum. de Géol.* Vol. III, pag. 122—129, București, 1937.
35. I. BĂNCILĂ. Observations géologiques sur la Zone marginale du Flysch dans la vallée du Tazlăul Sărat. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIII, Bucarest, 1940.
36. K. KREJCI-GRAF u. W. WETZEL. Die Gesteine der rumänischen Erdölgebiete, *Archiv für Lagerstättenforschung*, Heft 62, Berlin, 1936.
37. A. v. ALT. Ein Ausflug in die Marmoroscher Karpathen. *Mitt. d. k. k. geogr. Gesellsch.* II Jahrg. 1858.
38. GR. COBĂLCESCU. Über einige Tertiärbildungen in der Moldau. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1883.
39. D. M. PREDA Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, 1913, București, 1917.



40. I. DUMITRESCU. Cercetări geologice în Vrancea de N. Comunicare prezentată la Inst. Geol. al Rom. în ședința din 31 Dec. 1948.
41. L. CAYEUX. Les roches sédimentaires de France: Roches siliceuses, Paris, 1929.
42. M. FROLLO. Calcaires à chailles dans l'Éocène marginal du Flysch carpatique des environs de Târgul Ocna (Moldavie). *Bul. Lab. de Min. Gen. al Univ. București*, Vol. II, pag. 77—80, București, 1937.
43. I. P. VOITEȘTI. Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. *Analele Minelor*, Vol. IV, pag. 751—821, București, 1921.
44. S. ATHANASIU, G. MACOVEI et I. ATANASIU. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Assoc. pour l'avanc. de la géologie des Carpates, deuxième réunion, Guide des excursions*, pag. 315—352, Bucarest, 1927.
45. M. G. FILIPESCU. Studiu petrografic al depozitelor Oligocenului superior din Pintenul de Văleni, insula dela Buștenari, jud. Prahova (Pământ cu Diatomee, Gresie de Kliwa, șisturi menilitice). *D. d. S. Inst. Geol. Rom. Vol. XVIII (1929—1930)*, pag. 255—263, București, 1931.
46. E. RACOVITZA et R. SEVASTOS. Proidotea Haugi n. g. n. sp. Isopode oligocène de Roumanie, etc., *Arch. de zool. expér. et gén.* 5-ème Série, T. VI, Paris, 1910.
47. N. COSMOVICI. Note sur une faune oligocène du Flysch moldave. *Bull. Ac. Roum. Sec. Sc. T. I*, pag. 88—90. București, 1913.
48. B. SWIDERSKI. Sur quelques problèmes de la géologie des Karpates orientales polono-roumaines. *Mém. de la I-ère réunion de l'association karpatique en Pologne*, pag. 107—132, Varşovia-Boryslaw, 1926—1927.
49. D. M. PREDA, I. P. VOITEȘTI și H. GROZESCU. Clasificarea Mediteranului în România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom. Vol. VII (1915—16)*, pag. 69—83, București, 1917.
50. V. UHLIG. Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. math. naturw. Kl. Vol. CXVI, Abt. I*. Wien, 1907.
51. L. MRAZEC et I. POPESCU-VOITEȘTI. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum. V-ème année, II-ème fasc.* 1911. București, 1914.
52. G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Assoc. pour l'avanc. de la géologie des Carpates, deuxième réunion, Guide des excursion* pag. 23—141, Bucarest, 1927.
53. L. MRAZEC. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. *Zvlást. Otisk ze Sbor. Stunih Geol. ust., Ceskoslov. Rep. Svazek X*, Praha 1931—32.
54. G. MACOVEI et D. M. PREDA. Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin du Trotuș (Dép. de Bacău) *Bul. Soc. Rom. de Géol. Vol. III*, pag. 50—59, București, 1937.
55. В. В. БЕЛОУСОВ. Общая геотектоника, Госгеолнадат. Москва 1948 Ленинград
56. Н. Б. ВАССОЕВИЧ. Флиш и методика его изучения. Гостонтехнадат, Ленинград 1948 Москва.
57. Н. М. СТРАХОВ. Основы исторической геологии. Госгеолнадат, Москва 1948 Ленинград







# STUDIUL GEOLOGIC AL REGIUNII DINTRE OITUZ ȘI COZA

DE  
ION DUMITRESCU

## CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
<i>Delimitare</i> . . . . .	197
<i>Morfologie</i> . . . . .	197
<i>Istoric</i> . . . . .	200
<b>Stratigrafia</b> . . . . .	<b>203</b>
I. <i>Pânza de Tarcău</i> . . . . .	204
A) <i>Senonianul</i> . . . . .	204
1. <i>Stratele de Lupchianu</i> . . . . .	204
2. <i>Stratele cu Inocerami</i> . . . . .	205
B) <i>Eocenul</i> . . . . .	207
1. <i>Faciesul Gresiei de Tarcău</i> . . . . .	208
2. <i>Faciesul de Piepturi-Puica</i> . . . . .	209
a) <i>Orizontul inferior</i> . . . . .	209
b) <i>Orizontul superior (Eocen superior)</i> . . . . .	210
3. <i>Faciesul de Leșunț</i> . . . . .	211
a) <i>Orizontul inferior</i> . . . . .	211
b) <i>Orizontul superior</i> . . . . .	212
C) <i>Oligocenul</i> . . . . .	215
1. <i>Gresia de Fierăstrău</i> . . . . .	215
2. <i>Menilite și marne calcaroase bituminoase</i> . . . . .	216
3. <i>Șisturi disodilice</i> . . . . .	217
4. <i>Gresia de Kliwa</i> . . . . .	217
<i>Problema Oligocenului în Zona Gresiei de Tarcău</i> . . . . .	218
II. <i>Zona marginală</i> . . . . .	219
A) <i>Senonianul</i> . . . . .	219
1. <i>Stratele de Streiu</i> . . . . .	219
2. <i>Stratele de Tisaru</i> . . . . .	221





B) Eocenul	225
1. Faciesul de Cașin	225
a) Stratele de Cașin	225
b) Stratele de Buciaș	227
c) Eocenul superior (Orizontul superior al Flișului)	229
2. Faciesul de Greșu	229
a) Stratele de Cașin	229
b) Stratele tisaroidale	230
c) Stratele de Greșu	230
d) Eocenul superior	232
C) Oligocenul	233
1. Gresia de Fierăstrău	233
2. Menilite inferioare și marne calcareoase bituminoase	234
3. Disodile inferioare	236
4. Gresia de Kliwa	236
5. Disodile și menilite superioare	236
D) Miocenul (Stratele de Hârja)	239
III. Zona neogenă	242
A) Subzona saliferă	242
1. Oligocenul	242
2. Stratele de Hârja (Aquitanian-Burdigalian)	243
3. Orizontul cenușiu (Helvețian)	244
4. Gresia de Răchitașu (Tortonian inferior)	244
B) Subzona sarmato-pliocenă	247
1. Stratele de Haloș-Sărățel (Tortonian superior)	247
2. Sarmățianul	247
a) Orizontul inferior	247
b) Orizontul superior	248
3. Pliocenul	249
Tectonica	249
I. Pânza de Tarcău	253
1. Contactul continuu al pânzei	254
2. Cutele Pânzei de Tarcău	254
a) Anticlinalul Pârâul Lupchianu—W Pichetul Piatra Scrisă	254
b) Anticlinalul Înțarcătoarea—Pichetul de Iarnă	254
c) Sinclinalul Sboina Neagră—Gurmeza	255
3. Petece de acoperire	255
4. Vârsta șariajului	256
5. Amploarea șariajului	257
6. Stilul șariajului	257
II. Zona marginală	257
1. Ridicări și scoborîri axiale	257
2. Cutele Zonei marginale	258
3. Lame de șariaj	261



III. Zona neogenă . . . . .	261
1. Subzona saliferă . . . . .	261
a) Contactul dintre cele două subzone . . . . .	262
b) Cutele Subzonei salifere . . . . .	262
2. Subzona sarmato-pliocenă . . . . .	264
Concluzii . . . . .	264
I. Stratigrafia . . . . .	264
A) Unitatea Pânzei de Tarcău . . . . .	264
B) Zona marginală . . . . .	265
C) Zona neogenă . . . . .	267
II. Tectonica . . . . .	267
A) Unitatea Pânzei de Tarcău . . . . .	267
B) Zona marginală . . . . .	267
C) Zona neogenă . . . . .	267
Bibliografie . . . . .	268

**Delimitare.** Regiunea care face obiectul studiului nostru este situată în Moldova de Sud, între văile Oituz și Coza.

Este încadrată la N de o linie care ar trece prin Băile Slănic, Vf. Ungureanu (779 m), satul Bahna și satul Răcuț, la E de o linie care unește Pietrele Viziului cu satul Câmpuri și satul Găuri, la S de altă linie care trece prin comuna Bârsești, D. Arșiței (741 m), Vf. Coza (1632 m) și Vf. Buniul (1548) și în sfârșit la W de creasta Carpaților orientali, reprezentată prin Munții Buniu (1548 m), Mușat (1503 m), Vf. Lepșei (1390 m) și Kișaus (1270 m).

Suprafața cartată se ridică la aproximativ 1200 km<sup>2</sup>.

**Morfologie.** În regiunea studiată se disting următoarele două forme majore de relief: la W zona muntoasă, iar la E regiunea subcarpatică. Zona muntoasă este constituită la rândul ei din două mari unități geologice: Pânza de Tarcău și Zona marginală, iar regiunea subcarpatică corespunde cu a treia unitate geologică — Zona neogenă.

Zona muntoasă este reprezentată la N prin Munții Oituzului, iar la S prin Munții Vrancii. Acești munți sunt constituiți din culmi înalte de peste 1000 m, care corespund perfect cu Flișul neocretacic-paleogen, culmi ce au în general o orientare meridiană paralelă cu direcția generală a lanțului muntos.

Altitudinea acestor culmi crește dela N către S în Munții Vrancii (1, p. 10), iar în Munții Oituzului dela S către N.

Pe această zonă de deprimare morfologică se află Pasul Oituz, cu cea mai mică altitudine din Carpații orientali (865 m), și tot pe acest paralel Pânza de Tarcău înaintează până la marginea Flișului.





Altitudinea cea mai mare se întâlnește în Sudul regiunii, în Vf. Coza de 1632 m, constituit din conglomerate cu elemente verzi eocene, unde din punct de vedere tectonic, spre deosebire de Nordul regiunii, asistăm la o ridicare axială a Autohtonului, marcată prin retragerea pânzei dincolo de vechea frontieră.

Aces fapt influențează dezvoltarea rețelei hidrografice, care prezintă văi abrupte, adevărate canioane (V. Tișița), iar eroziunea laterală a deșchietat culmile, reducându-le la adevărate muchii (Stânca Gurguiata, Vf. Coza, Cășăria).

Monotonia petrografică a Pânzei de Tarcău, pe de o parte, diversitatea petrografică din Autohton, pe de altă parte, se repercutează în formele de relief, făcând diferențe frapante între relieful pânzei și cel al Autohtonului.

Spre W, în domeniul Gresiei de Tarcău, culmile sunt întinse și netezite, eroziunea laterală nu a redus mult din lățimea culmilor, iar eroziunea diferențială este mai redusă în comparație cu ceea ce întâlnim în Autohton.

Eroziunea diferențială a scos în evidență în domeniul Autohtonului forme structurale caracteristice, pe care le numim după MACAR « hogbackuri » (2, p. 240), adică forme rezultate din acțiunea agenților externi asupra structurilor cutate, din care sunt scoase în evidență stratele cu duritate mai mare, cum sunt de exemplu: Muntele Tisaru Mare — La Grădină, Muntele Condratu, Muntele Sburătura, în Bazinul Putnei, iar în bazinul Oituzului Muntele Runcul Mare și Vf. Ciungii — Vf. Păltiniș.

Hogbackurile sunt niște creste mai redresate și mai puțin asimetrice.

Datorită eroziunii active din trecut întâlnim în pânză și Autohton dese inversiuni de relief. Culmea Sboina Neagră — Gurmezea, cu altitudinea de 1350 m, situată în pânză și care constituie un *triplex confinium* între bazinele hidrografice: Șușița, Cașin și Putna, din punct de vedere structural este un sinclinal, deasemenea Muntele la Geamăna și D. Leșunțului.

Regiunea subcarpatică se dezvoltă la E de zona muntoasă și se divide în două forme de relief: În S depresiunea Vrancei și culmea Răchitașu — D. China, iar în N depresiunea Cașinului și Culmea Ursoiul.

Depresiunea Vrancei, cu o altitudine medie de 600—700 m, este mărginită la W de culmile din marginea estică a zonei muntoase: Roschila (1122 m), Țiua Neagră (1165 m), iar la E de dealurile Tehărae (659 m), Răchitașul Mare (927 m) și China (856 m). Ea se înfățișează ca o depresiune longitudinală, net limitată la W, cât și la E (3 p. XXXVI).

La E de depresiune se reliefează culmea Tehărae — Răchitașu Mare, care culminează în Răchitașu Mare (927 m).

Aceste dealuri sunt cunoscute sub denumirea improprie de « Culmea pericarpată », dată de ȘTEFAN MATEESCU în 1924 (4, p. 12).



Denumirea se referă la culmea descrisă de EM. DE MARTONNE (5, p. 112) și de S. ATHANASIU (3 p. XXXVI), la marginea externă a depresiunii Vrancea și la culmea Pietricica descrise de COBĂLCESCU (6, p. 57), și de S. ATHANASIU, (7, p. 179).

Termenul de « pericarpatic » a fost introdus în literatura geologică de MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI în 1911 (8, p. 515 — 516), care i-au atribuit un sens tectonic, « nappes péricarpatique ».

Analogia presupusă de ȘT. MATEESCU ar consta în așezarea acestor culmi la W de linia marginală a Subcarpaților a lui MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI, denumită de acest autor « linia pericarpatică » (9, p. 292), cât și în constituția lor geologică.

După noi, acest termen este impropriu din următoarele considerente:

Aceste dealuri nu constituie o culme unitară, deoarece nu prezintă pe teren o continuitate. Așa de pildă Culmea Pietricica se găsește într-o poziție mai externă față de Răchitașu, fiind decalată cu circa 10 km spre E.

Constituția și structura geologică a acestor dealuri diferă dela regiune la regiune. Astfel, în Răchitașu avem depozite tortoniene, pe când în Pietricica aflorează Oligocenul înconjurat de Miocenul inferior, iar din punct de vedere structural Culmea Răchitașu reprezintă un sinclinal, în timp ce Culmea Pietricica afectează forma unui anticlinal.

Deaceia, noi întrebuițăm denumirea de Culmea Tehărae—Răchitașu după denumirile locale ale vârfurilor mai importante.

Depresiunea Cașinului (1, p. 15; 10, p. 72), cu o altitudine mai mică decât Vrancea, este mărginită la W de Vf. Războiului (961 m) și de Măgura Cașinului, iar la E de dealurile la Paltin și Ursoiul, care sunt o continuare spre N a Măgurii Odobeștilor.

Rețeaua hidrografică, care disecă regiunea, cuprinde patru bazine: bazinul Oituzului la N, bazinul Putnei la S, iar la mijloc bazinul Șușiței și al Cașinului, toate tributare Siretului, fie direct ca Putna și Șușița sau indirect ca Oituzul și Cașinul, care se varsă în Trotuș la Onești. Cașinul și Oituzul prezintă numai cursul superior și mediu, pe când Șușița și Putna, curgând și în câmpie, prezintă și cursul inferior.

Toate râurile principale au o orientare mixtă, prezentând în parcursul lor de mai multe ori segmente longitudinale și trasversale.

Râurile, de îndată ce ies din zona muntoasă și intră în regiunea subcarpatică, își largesc văile și sunt însoțite de terase, cu care largimea văii depășește 1 km. Regiunea studiată este supusă unei intense eroziuni, râurile sapă în roca vie, ceea ce dovedește că profilul lor de echilibru nu a fost încă atins.

Anumite fapte, ca inversiunea de relief, prezența hogbackurilor, fragmentarea platformelor de eroziune, arată că această tinerețe nu aparține primului





ciclu de eroziune ce a afectat regiunea, ci este vorba de o reîntinerire a reliefului, datorită mișcărilor tectonice mai recente.

*Istoric.* Primele cunoștințe geologice asupra regiunii datează din a doua jumătate a secolului al XIX-lea. Pentru această perioadă se înscriu în ordine cronologică: COQUAND, HERBICH, PAUL și TIETZE, TSCHERMAK, GR. COBĂLCESCU, GR. ȘTEFĂNESCU și TEISSEYRE. Afară de datele lui GR. ȘTEFĂNESCU, care privesc regiunea dintre Putna și Cașin, toate celelalte se referă asupra părții de N a regiunii.

Geologul francez COQUAND, în 1867 (11, p. 511), publică un profil prin regiunea Tg. Ocna, în care distinge o succesiune de șase orizonturi: sare gemă, argile salifere, șisturi bituminoase, marne cu menilite, gresii roșiatice și gresii cu Fucoide. Socotind această succesiune normală, paralelizează sarea cu Gipsurile de Montmartre (11, p. 522—527), iar gresiile roșiatice și gresiile cu Fucoide cu Flișul Apeninilor « La macigne classique de l'antique Étrurie ».

HERBICH, în 1878, recunoaște pentru prima dată la Poiana Sărată o serie constituită din: marne argiloase, nisipoase, cenușii și roșii, pe care o atribuie Neogenului (12, p. 220, profil).

GRIGORE COBĂLCESCU este primul geolog român care, în anul 1883 (6, p. 62—70), caută să stabilească vârsta depozitelor din Fliș și Precarpați.

Formațiunile din Fliș le atribuie Oligocenului, pe care îl consideră constituit din trei orizonturi și anume: « marne inframenilitice », paralelizate cu Stratele de Hoia din Transilvania, pe care HOFFMAN (13, p. 324) le distingea la baza Oligocenului, « formațiunea menilitică » echivalentă cu șisturile cu solzi de Pești dela Ileanda Mare și « Gresul de Măgura », de aceeași vârstă cu « Gresia de Măgura » a lui PAUL (Oligocen superior). De fapt, « Gresul de Măgura » a lui COBĂLCESCU nu este un sinonim cu « Măgura Sandstein » a lui PAUL, care este de vârstă aquitaniană (14, p. 244).

În privința depozitelor miocene din împrejurimile satului Grozești și Târgului Ocna, COBĂLCESCU este de părere că ele aparțin « secundeii formațiuni mediterane », care la « Ocnă » se așează discordant peste « Gresul de Măgura ». El constată deasemenea că o fâșie de Salifer trece printre « Ocnă » și Brătești, prelungindu-se în Transilvania, unde se leagă cu Neogenul dela Poiana Sărată, remarcat de HERBICH în 1878.

GR. ȘTEFĂNESCU, în 1885, (15, p. 6—28) atribuie Flișului din jud. Putna vârsta eocenă, vârstă pe care o acordă și sării din interiorul Flișului (V. Lepșei). Afară de această sare mai deosebește o sare miocenă, în regiunea subcarpatică (V. Sării).

În 1897 TEISSEYRE, studiind Flișul din jud. Bacău, separă următoarele complexe: « Strate de Uzu, argila cu sare paleogenă (Paleogene Salzthon-



Facies), Strate de Tg. Ocna (Eocen superior, Oligocen inferior), sisturi menilitice cu Strate de Șipote (Oligocen mediu), Gresia de Tisești (Oligocen superior) și formațiunea cu sare miocenă » (16, p. 569—577). Acest autor făcea distincție între Miocenul dela Hârja (« Miocăne Salzformation ») și cel dela Grozești, care pentru el era de vârstă paleogenă (« Paleogene Salzthon-Facies »), fiindcă aci sarea apare sub Fliș.

Dealtfel, tot din acest motiv, COQUAND și GR. ȘTEFĂNESCU considerau sarea din Fliș de vârstă eocenă. Primii cercetători care au arătat că sarea dela marginea Flișului nu se prezintă într'o situație normală, ci ocupă o poziție tectonică, sunt PAUL și TIETZE în 1879 (17, p. 202).

Dacă analizăm preocupările primilor cercetători, observăm că ele erau mai ales de ordin stratigrafic, cum era de altfel și normal. Formațiunea cu sare constituia de atunci preocuparea de seamă a cercetătorilor și a rămas o problemă greu de rezolvat.

GR. COBĂLCESCU, referindu-se la origina izvoarelor minerale dela Slănic, pe care TSCHERMACK le considera că ar avea o origină profundă în legătură cu o masă de sare aflată sub șisturile și gresiile dela Slănic, considerate de el ca aparținând Cretacicului (18, p. 320), afirmă că aceste izvoare provin din sisturi bituminoase și Gresia de Măgura, de vârstă oligocenă și nu din « secunda formațiune mediterană », singura formațiune saliferă din Carpați.

Acest autor justifică astfel afirmația sa: « atunci ar trebui a face o forță de imaginație prea mare spre a admite o răsturnare, care ar fi introdus țărâmul salifer sub depozitele menilitice până la o distanță de mai bine de 20 km » (6, p. 71—72).

Încă dela începutul secolului al XX-lea, preocupările tectonice se situează pe primul plan.

S. ATHANASIU, în 1907 (7, harta), deosebește în bazinul Oituzului și bazinul Slănicului două zone: o Zonă internă, caracterizată prin prezența Gresiei de Uzu (Eocen mediu) și o Zonă marginală, caracterizată prin Oligocenul de tip marginal. Din harta publicată în 1907 (7) se vede că regiunea care ne interesează din bazinul Oituzului și Slănicului se găsește în Zona marginală în sensul acordat de acest autor.

În 1908, tot S. ATHANASIU separă în Flișul dintre Cașin și Putna aceleași două zone, internă și marginală. Zona marginală este constituită din Oligocen, Eocen superior (Bartonian), Senonian probabil, la care se mai adaugă « Stratele de Tisaru », de vârstă mai veche decât Senonianul (probabil barremiene).

S. ATHANASIU este primul cercetător care a semnalat prezența Saliferului, la fundul Buciașului, mai sus de gura Pârâului Fata Moartă. Acest salifer, ca și cel de pe Lepșa, ar apare în ferestre tectonice (3, p. XVII—XLVI).





Tot în anul 1907, MRAZEC și TEISSEYRE (19, p. 5) împart Flișul din România în trei zone: Zona internă, Zona mediană și Zona externă, pe care MRAZEC în 1910 (20, p. 39—46) le interpretează ca pânze de șariaj, denuindu-le astfel: «Pânza Gresiei de Uzu (Tarcău), Pânza Gresiei de Fusaru și Pânza marginală».

Din profilul Văii Oituzului, profil făcut de MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI (20, p. 43), se vede că V. Oituzului, dela Poiana Sărată și până la Grozești, ar fi tăiată în Pânza marginală, de sub care ar apărea în fereastră Miocenul dela Hârja, iar la W de Poiana Sărată valea este tăiată în Pânza Gresiei de Uzu.

În 1923 G. MACOVEI și I. ATANASIU, studiind V. Slănicului și V. Oituzului, sunt de părere că Miocenul dela Hârja nu poate fi privit ca o fereastră în Pânza marginală, după concepția MRAZEC - POPESCU-VOITEȘTI, ci el se prezintă ca sinclinale prinse în Zona marginală, (31, p. 53).

În 1929 O. PROTESCU publică harta geologică a regiunii cuprinsă între satele Gușa Văii și Onești (22, p. 52—70).

Tot în 1929 ȘT. MATEESCU, ocupându-se de structura geologică a Flișului din V. Putnei, deosebește două zone: Zona mediană și Zona marginală. În constituția Zonei mediane, printre alte formațiuni, ar intra și primul Mediteranean ca sinclinale strivite. Zona mediană s'ar întinde în V. Putnei până la confluența cu P. Ciutei (23, p. 122—136).

În 1933, G. MURGEANU și M. G. FILIPESCU, făcând ridicări geologice între Cașin și Zăbala, deosebesc două unități: Pânza mediană (Tarcău), constituită din Senonian, Eocen (Gresie de Tarcău) și Oligocen și Pânza marginală, formată din Eocen marginal și Oligocen (24).

În 1934, G. MACOVEI și D. M. PREDA, studiind bazinul Troțușului, deosebesc în Fliș o mare pânză, care ar fi șariată peste un Autohton alcătuit din formațiunea cu masive de sare. Marea pânză a Flișului s'ar divide în mai multe pânze secundare, dintre care două ar fi foarte importante: Pânza mediană și Pânza marginală. Pânza mediană este constituită din Senonian (Șisturi negre și Strate cu Inocerami), Eocen (Gresie de Tarcău) și Oligocen (Șisturi menilitice și Gresie de Kliwa), iar Pânza marginală din Senonian, Eocen marginal și Oligocen (25, p. 50—59).

M. PAUCĂ, în 1934, ocupându-se de zona neogenă dintre Șușița și Oituz, este de părere că Miocenul din această zonă este reprezentat prin Helvețian și Sarmațian, iar Pliocenul prin Meoțian (26, p. 106—111).

În 1943, I. ATANASIU crede că Miocenul, care se găsește în domeniul Pânzei marginale, se prezintă în două situații diferite: 1. «Miocenul intramarginal», care stă normal peste Gresia de Kliwa (Poiana Sărată) și 2. sedimente miocene, care ar apărea în ferestre și care deci nu aparțin Pânzei marginale (27, p. 22).



În anii 1941, 1942, 1944 și 1948 am ținut la Institutul Geologic cinci comunicări asupra regiunii noastre (28, 29, 30, 31, 32).

## STRATIGRAFIA

În regiunea dintre Oituz și Coza se disting trei mari unități: Pânza de Tarcău, Zona marginală și Zona neogenă. Pânza de Tarcău și Zona marginală constituie zona muntoasă, iar Zona neogenă, regiunea subcarpatică.

La alcătuirea acestor unități iau parte, în mod neegal, Senonianul, Paleogenul și Neogenul.

Depozitele senoniene și paleogene sunt dezvoltate sub facies de Fliș și se repartizează în Pânza de Tarcău și Zona marginală, iar cele neogene, mai ales, sub facies lagunar, salmastru și de apă dulce și sunt cantonate în Zona neogenă, dar se întâlnesc și în Zona marginală.

Denumirea de Fliș, în Elveția și în Franța, este rezervată unui anumit facies al Paleogenului. La noi și în Polonia noțiunea de Fliș are un sens mai larg; ea cuprinde depozitele cretacee și paleogene, dezvoltate în geosinclinalul Carpaților orientali (Carpații Flișului).

Flișul este constituit din sedimente marine, terrigene, foarte variate (marne, gresii, conglomerate), în general sărace în fosile, care denotă o sedimentație agitată, sinorogenă. El reprezintă stadiul final din evoluția unui orogen, ce precede faza tectonică de paroxism, de unde s'a dedus că orice orogen își are Flișul său (33, p. 344).

Revenind la regiunea noastră trebuie să precizăm că între sedimentele pânzei și ale Autohtonului (Zona marginală) se observă mari diferențe de facies.

Senonianul este dezvoltat sub două faciesuri: faciesul Stratelor cu Inocerami în Pânza de Tarcău și faciesul de Tisaru în Autohton.

Eocenul, mai mult ca oricare formațiune din Fliș, prezintă foarte mari variații de facies în spațiu, putându-se separa două faciesuri net deosebite: un facies gresos, situat la W, în pânză, « faciesul Gresiei de Tarcău », iar altul la E, situat în Autohton, « faciesul de Cașin ».

Între aceste faciesuri extreme ale Eocenului există faciesuri de tranziție.

Diferențele de facies între sedimentele pânzei și Autohtonului sunt mult mai mici în Oligocen.

Oligocenul Pânzei de Tarcău este constituit din patru orizonturi: Gresia de Fierăstrău, menilite și marne bituminoase, disodile și Gresia de Kliwa, pe când Autohtonul prezintă un orizont în plus, orizontul superior, constituit din disodile, menilite și conglomerate; lipsa acestui orizont se explică printr-o





lacună de eroziune, întrucât în Muntenia, unde s'au păstrat în pânză sedimente mai noi decât Oligocenul, acest orizont există.

Diferența între Oligocenul pânzei și al Autohtonului ar consta în prezența conglomeratelor cu elemente verzi numai în Autohton.

Miocenul constituie regiunea subcarpatică, dar este dezvoltat și pe amplasamentul carpatic, întâlnindu-se în bazinele râurilor: Oituz, Cașin, Lepșa și Putna, unde formează cuvertura Autohtonului. Acest Miocen prezintă în partea lui inferioară un facies lagunar cu sare și gips.

Toate formațiunile separate de noi sunt sau nefosilifere sau sărace în fosile.

Acest fapt, precum și multiplele variații de facies și complicațiile datorite tectonicii, îngreunează enorm descifrarea problemelor geologice.

Pentru elucidarea acestor probleme, în cercetările pe teren ne-am condus, în primul rând, după criteriile paleontologice și stratigrafice, apoi după cele geometrice și lithologice și, oricând a fost cu putință, după principiul continuității.

Rezultatul aplicării acestor principii este, pentru regiunea noastră, deosebirea celor trei mari unități enumerate mai sus.

## I. PÂNZA DE TARCĂU

Pânza de Tarcău cuprinde depozite care aparțin Senonianului, Eocenului și în zonele externe, și Oligocenului.

Caracteristica acestei unități o constituie Eocenul, dezvoltat mai ales sub faciesul Gresiei de Tarcău.

Pânza de Tarcău reprezintă o mare unitate, în care se pot deosebi mai multe zone dela W la E, după faciesurile Eocenului, și anume: 1. Zona Gresiei de Tarcău; 2. Zona de Piepturi-Puica și 3. Zona de Leșunț.

### A) SENONIANUL

Acest etaj este reprezentat prin două orizonturi: Stratele de Lupchianu și Stratele cu Inocerami.

1. *Stratele de Lupchianu* sunt constituite din marne roșii, verzi și pătate, cu rare urme de Fucoide mici, cu intercalațiuni de marno-calcare pătate, străbătute de diaclaze umplute cu calcit.

Marnele roșii, în secțiuni subțiri, arată un material detritic, reprezentat prin rare granule de cuarț și foarte rare paiete mici de muscovit. Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$  și argilă, pigmentată cu oxid feric.  $\text{CaCO}_3$  predomină.



Marno-calcarele pătate prezintă un material detritic foarte redus, constituit din granule foarte mici de cuarț și foarte rare paiete de muscovit. Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$  granular, cu zone de culoare mai închisă din cauza oxizilor de fier. Prezintă spărturi umplute cu silice, dovedind un prim aport diagenetic și diacłaze umplute cu calcit.

Stratele de Lupchianu apar numai în bazinul Oituzului, la gura P. Lupchianu și pe P. Brezoaia și în bazinul Slănicului, la fundul Dobrului, reprezentând în regiunea noastră cel mai vechi orizont al Pânzei de Tarcău.

Au fost descrise pentru prima dată de HERBICH în 1878, sub denumirea de marne roșii și verzui, «*rothe und grünliche, auch gefleckte Mergel*», și sunt înglobate cu alte orizonturi sub denumirea de gresie cretacică carpatică mai nouă «*jüngerer Kreidekarpathensandstein*» (12, profil p. 220 și pag. 217, 218).

În 1879, PAUL și TIETZE menționează aceste marne roșii, pe care le cuprind în denumirea comprehensivă de Strate de Ropianca, «*Ropianka-Schichten*» (17, p. 203), de vârstă cretacic-inferioară.

Cu acelaș înțeles, de Cretacic inferior, a fost întrebuințată această denumire, în 1900, de J. BÖCKH (34, p. 89); în 1903, de UHLIG (35, harta) și în 1911 de I. POPESCU-VOITEȘTI (36, p. 381 și Tabela 1).

S. ATHANASIU, în raportul pe anul 1908 — 1909, remarcă asemănarea marelor roșii și verzi ale cercetărilor anterioare cu Stratele de Tisaru din V. Putnei și vede în ele un echivalent al Stratelor de Audia (Cretacic inferior) (3, p. XXXI și XXXII).

În 1911, MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI, în lucrarea lor asupra pânzelor Flișului Carpatic, menționează marnele roșii cărămizii din V. Oituzului și le atribuie, pentru prima dată, Senonianului (8, p. 538). Ele sunt considerate de acești autori că aparțin stratigrafic Pânzei Gresiei de Siriu, reprezentând din punct de vedere tectonic flancul ei invers laminat (8, p. 543).

În 1923, C. MACOVEI și I. ATANASIU paralelizează aceste strate cu Stratele de Tisaru din V. Putnei, însă spre deosebire de S. ATHANASIU, le atribuie vârsta senonian-inferioară (21, p. 32).

După părerea noastră, acest orizont se situează între Șisturile negre și Stratele cu Inocerami, fiind sincron numai cu partea inferioară a Stratelor de Tisaru. El constituie cel mai vechi orizont al Pânzei de Tarcău, în regiunea noastră, pe când Stratele de Tisaru aparțin Autohtonului.

Denumirea a fost introdusă de noi în anul 1948.

2. *Stratele cu Inocerami.* Acest orizont este constituit dintr'o alternanță de calcare cu spicule de Spongieri, în parte curbicorticele, cu hieroglife, marne cenușii cu Fucioide, gresii calcaroase curbicorticele și argile marnoase cenușii





sau verzui. Atât calcarele cât și marnele sunt străbătute de numeroase diaclaze umplute cu calcit.

Se întâlnesc și conglomerate cu elemente verzi și prisme de Inocerami.

Către partea superioară a orizontului se observă gresii micacee, dispuse în plăci, și gresii de tip Tarcău, cu elemente verzi la baza bancului.

a) Marnele cu Fucoide, în secțiuni subțiri, arată un material detritic, reprezentat prin foarte rare granule de cuarț, de dimensiuni extrem de reduse.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin sulfură de fier, în parte oxidată în hematit, și granule de glauconit.

Printre resturile organice, pe lângă *Coccolithophoridae* în cantitate extrem de mare, se observă spicule calcificate de Spongieri, Foraminifere (Globigerine, Textularii), rare resturi de Echinoderme și prisme izolate de Inocerami.

Masa fundamentală este formată din argilă și carbonat de calciu. Carbonatul de calciu, care predomină, este reprezentat în cea mai mare parte prin resturi de *Coccolithophoridae*.

Roca este o marnă cu Coccolite, spicule calcificate de Spongieri și resturi de Inocerami.

b) Gresia calcaroasă, curbicorticală, cu fragmente de Inocerami, are materialul detritic reprezentat prin granule de cuarț cu dimensiuni între 20—100 microni, în general colțuroase, ce alcătuiesc 40—50% din masa rocei, feldspați plagioclași acizi și rare paiete de muscovit sau sericit.

Ca minerale autigene se observă glauconit și puțin oxid de fier.

Cimentul este calcaros.

c) Gresiile calcaroase micacee, în plăci, dela partea superioară a Stratelor cu Inocerami, au material detritic reprezentat prin cuarț colțuros în proporție de 60%. Deasemenea se observă foarte multe lamele de muscovit și biotit (dintre care unele în parte limonitizate), așezate în serii paralele, relativ frecvente fragmente de plagioclași maciați după macla albitului și foarte rare fragmente de clorit.

Ca minerale autigene se întâlnește foarte puțină pirită.

Resturile organice sunt reprezentate prin foarte numeroase Rotalii și Textularii și mai puține Lagene.

Cimentul este constituit din  $\text{CaCO}_3$  larg cristalizat.

Roca este o gresie calcaroasă, micacee, bogată în organisme.

Singurele resturi organice găsite de noi în acest orizont, pe lângă Fucoide mici și Fucoide mari (*Taonurus briantheus* și *Münsteria annulata*) în marne, sunt două fragmente de Inocerami, nedeterminabile, într-o gresie calcaroasă, curbicorticală, la fundul Pârâului Brezoaia (Poiana Sărată).



Acest orizont, în lucrările mai vechi ale lui HERBICH (12, profil p. 220 și p. 217 și 218), PAUL și TIETZE (17, p. 203) și J. BÖCKH (34, p. 89 și următoarele), nu a fost descris ca atare, ci înglobat fie în grupa gresiilor cretacice mai noi (« Jüngerer Kreidekarpathensandstein ») a lui HERBICH, fie în denumirea de Strate de Ropianca (« Ropianka-Schichten ») a lui PAUL și TIETZE.

G. MACOVEI și I. ATANASIU l-au descris, pentru prima dată, ca atare, în 1923, paralelizându-l cu stratele din bazinul Bistriței, în care se găsesc Inocerami mari (21, p. 32).

Denumirea de Strate cu Inocerami este datorită lui G. MACOVEI și I. ATANASIU (37, p. 320) și ar reprezenta, după G. MACOVEI (38, p. 85—86), un facies particular al Senonianului superior, cantonat în Zona marginală a Flișului dela frontiera poloneză până în partea meridională a Moldovei. În Muntenia orientală acest facies ar fi înlocuit prin faciesul « marnelor roșii ».

Prima indicație asupra existenței Senonianului în Fliș este un Inoceram prost conservat, găsit de MRAZEC în 1907 pe P. Bighirea, afluent al Văii Doamna, lângă Piatra Neamț, și menționat de TEISSEYRE (39, p. 20). Precizăm că acest Inoceram a fost găsit într-o altă unitate structurală și anume în Zona marginală

Resturile organice, în afară de Fucoide, sunt două specii de Inocerami: *Inoceramus salisburgensis* FUGG. și KASTN., găsit de Botez la Larga (jud. Bacău) (40, p. 60) și *Inoceramus balticus* BÖHM, găsit de G. MACOVEI și I. ATANASIU pe V. Bistriței la Potoci (41, p. 771).

Senonianul formează termenul inferior al Pânzei de Tarcău și pare să nu arate diferențe de facies laterale.

Stratele de Lupchianu se găsesc numai pe V. Oituzului, în zona Gresiei de Tarcău; în restul regiunii cartate de noi, Senonianul este reprezentat numai prin Stratele cu Inocerami.

Faptul că deseori este laminat, precum și natura lui marnoasă, care provoacă pornituri, fac orizontarea acestui etaj, dacă nu imposibilă, în tot cazul foarte anevoioasă.

## B) EOCENUL

Am considerat ca Eocen complexul ce se dezvoltă între Stratele cu Inocerami și Gresia de Fierăstrău care din punct de vedere lithologic formează o unitate.

Spre deosebire de Senonian, Eocenul Pânzei de Tarcău prezintă mari varietăți de facies laterale.

Se pot distinge trei faciesuri dela W la E: 1. Faciesul Gresiei de Tarcău, 2. Faciesul de Piepturi-Puica și 3. Faciesul de Leșunț.





## 1. FACIESUL GRESIEI DE TARCĂU

Acest facies este constituit în cea mai mare parte din Gresia de Tarcău, care este o gresie calcaroasă, micacee, în bancuri sau masivă, cu slabe intercalații de marne cenușii-verzui. Această monotonie petrografică este turburată, în partea mijlocie a complexului, de apariția mai multor intercalații constituite din argile verzui, roșii și pătate, nisipoase, gresii verzi, dure, gresii micacee în plăci și argile disodiliforme, iar în partea superioară de intercalații, pe anumite zone, de conglomerate cu elemente mari de gneissuri (Baco).

De regulă, Gresia de Tarcău este bine cimentată, dură, dar uneori devine friabilă, slab cimentată, prezentând concrețiuni gresoase, sferice, de cca 2 m diametru.

În intercalațiile marnoase se observă, mai rar, concrețiuni calcaroase și sideritice de tipul septariilor.

În secțiuni subțiri, materialul detritic este reprezentat prin numeroase fragmente colțuroase de cuarț, constituind 70% din masa rocei, foarte multe fragmente de muscovit, biotit și feldspați plagioclași, prezentând macra albitului, fragmente de cuarțit și clorito-șisturi cu cuarț și multe granule de granat.

Mineralele autigene ca și resturile organice lipsesc.

Cimentul este constituit din calcit larg cristalizat.

Roca este o gresie calcaroasă, feldspatică, cu două mize și granule de granat.

Din cauza biotitului alterat gresia devine deseori roșcată, murdară.

Denumirea de « Piatră Roșie » se referă la aceste gresii.

În acest facies al Eocenului se pot distinge trei orizonturi, care n'au fost însă cartate.

Un orizont inferior, gros de cca 250 m, constituit din Gresie de Tarcău.

Un orizont mediu, constituit dintr'o alternanță neregulată de pachete de « Gresie de Tarcău, argile verzi, roșii și pătate, micacee, care formează 2—3 intercalații, gresii micacee în plăci și gresii verzi glauconitice, dure. La partea superioară a acestui orizont se dezvoltă argile șistoase nisipoase, cu aspect de disodile.

În secțiuni subțiri, argilele roșii și pătate au materialul detritic constituit din multe paiete de muscovit și rare granule de cuarț.

Masa fundamentală este argiloasă și pigmentată cu o cantitate mare de oxid feric.

Gresia verde are ca material detritic mult cuarț, rare paiete de muscovit și fragmente de șisturi cristaline.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin glauconit și hematit.

Cimentul este calcaros.



Un orizont superior, constituit din Gresie de Tarcău, în care se intercalează în unele zone (Muntele Baco) conglomerate cu blocuri mari ( $1/2$  mc) de gneiss.

În regiunea cercetată nu am găsit în acest facies vreo urmă organică.

S. ATHANASIU citează Nummuliti mici și Orbitoide în Vf. Clăbucel, punct ce aparține orizontului superior separat de noi.

Denumirea de « Gresie de Tarcău » a fost introdusă în literatura geologică de S. ATHANASIU și atribuită Eocenului mediu (42, p. XLVII); ea se referă la zona masivă a Gresiei de Tarcău care nu suportă Oligocen de tip Kliwa.

I. ATANASIU (27, p. 14) este de părere ca acest termen să fie întrebuințat pentru complexul constituit din Gresie de Tarcău, dar care suportă Oligocen de facies Kliwa; pentru Gresia masivă de Tarcău, cum este cazul în regiunea noastră, propune denumirea veche a lui HERBICH, de « Gresie de Uzu ». Noi întrebuințăm acest termen în sensul acordat inițial de S. ATHANASIU, adică complexul masiv al Gresiei de Tarcău, în care nu întâlnim Oligocen de facies Kliwa.

## 2. FACIESUL DE PIEPTURI — PUICA

Acest facies este intermediar între faciesul Gresiei de Tarcău și faciesul calcaros de Leșunț, în care pachete de gresie de tip Tarcău alternează cu pachete calcaroase.

În acest facies se distinge : Orizontul inferior și Orizontul superior.

a) *Orizontul inferior* are o grosime de cca 350—400 m și este constituit dintr'o alternanță de pachete gresoase cu pachete calcaroase.

Pachetele de gresie sunt în număr de patru, dintre care primele au până la 10 m grosime, iar ultimele câte 50—60 m fiecare. Ultimul pachet este mai nisipos și relativ bogat în Nummulitide (Pârâul Ungureanu).

Intercalațiile calcaroase sunt constituite din calcare nisipoase, curbicorticele, care prezintă deseori conglomerate cu elemente verzi la partea inferioară a stratului, conglomerate bogate în Foraminifere. Pe suprafața calcarelor se observă resturi de Lamellibranchiate și dinți de Squali. Se remarcă intercalații de gresii calcaroase, foarte micacee, în plăci, și marne cu Fucoide.

În baza orizontului se întâlnește, în anumite regiuni, cum ar fi pe versantul de E al Dealului Puica și în plaiul Groapa Zâmniceilor, o gresie silicioasă verde, asemănătoare cu Gresia de Lucăcești.

Deobicei, orizontul începe cu un conglomerat calcaros cu elemente verzi și fragmente de Melobesiee. Intercalațiile marnoase comportă și argile roșii ca pe P. Chiua Mare, D. Arsătura lui Nicoli și P. Groapa Zâmniceilor. Pe P. Iordogatu (V. Oituzului) am găsit pe suprafața unei gresii curbicorticele un exemplar de *Paleodictyon*.



Ca și în facisul propriu zis de Tarcău, intercalațiunile marnoase au concrețiuni de tipul Septariilor, iar pachetele gresoase, concrețiuni gresoase.

Denumirea de « Piatra Gogoană » (V. Dragomirei), din toponimie, se referă la concrețiunile gresoase.

În secțiuni subțiri, Gresile de tip Tarcău au aceeași constituție ca și cele din faciesul Gresiei de Tarcău.

Gresie cuarțitică cu glauconit. Materialul detritic este alcătuit din granule de cuarț și rare fragmente de șisturi verzi.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin mult glauconit și mai puțin limonit.

Conglomerat calcaros cu elemente verzi și Melobesiee. Materialul detritic este reprezentat prin elemente mari rotunjite, de șisturi verzi, cuarț, fragmente rare de feldspat, puține granule mari de glauconit și fragmente de cuarțit.

Resturile organice sunt bogat reprezentate prin numeroase fragmente mari de Melobesiee (Lithothamnium).

Cimentul este constituit din  $\text{CaCO}_3$  microgranular.

Calcar nisipos. Masa fundamentală este constituită de  $\text{CaCO}_3$ , în care apar pe anumite zone, numeroase granule de cuarț; când zonele sunt mai conglomeratice se observă și fragmente de șisturi verzi.

Ca minerale autigene se observă glomerule de glauconit.

Resturile organice sunt reprezentate prin Foraminifere (Globigerine, Textularii și Rotalii).

Concrețiune calcaroasă de tipul Septariilor. Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$  criptocristalin, în care apar granule de cuarț și paiete de muscovit pe anumite zone.

b) *Orizontul superior (Eocen superior)*. Acest orizont este constituit din argile cenușii-verzui, roșii sau pătate, micacee, cu intercalațiuni de marne cu Fucoide, gresii calcaroase, tari, cu hieroglife și gresii micacee în plăci. La partea superioară a acestui orizont se individualizează Gresia de Lucăcești, care este o gresie verzuie, slab micacee, ce se prezintă în bancuri.

În secțiuni subțiri, Gresia de Lucăcești prezintă un material detritic constituit din foarte mult cuarț, puține paiete de muscovit și puține fragmente de plagioclaz acid.

Ca minerale autigene se întâlnește mult glauconit, alcătuiind 4-5% din masa roci.

Denumirea de Gresie de Lucăcești a fost creată de I. POPESCU-VOITEȘTI (43, p. 787). Această gresie a fost considerată ca Eocen superior, echivalentă cu Gresia de Boryslaw a geologilor polonezi.



Acest orizont, exclusiv Gresia de Lucăcești, este denumit de I. ATANASIU « Strate de Plopu » (21, p. 6).

Un facies asemănător Faciesului de Piepturi-Puica a fost citat de I. BĂNCILĂ (44, p. 70) pe V. Tazlăului, în 1935.

În 1943, I. ATANASIU dă o descriere amănunțită a acestui facies, insistând în același timp asupra raporturilor tectonice dintre zona Gresiei de Tarcău și acest facies intermediar.

Pentru I. ATANASIU, zona Gresiei de Tarcău devine « Pânza Gresiei de Tarcău, iar faciesul intermediar, deosebit de I. BĂNCILĂ pe V. Tazlăului, devine « Pânza de Tazlău » (27, p. 14).

### 3. FACIESUL DE LEȘUNT

Acest facies este constituit în majoritate din depozite calcaroase; intercalațiunile gresoase de tip Tarcău se reduc la câțiva metri.

Ca și în faciesul precedent, se pot deosebi două orizonturi: 1. Orizontul inferior și 2. Orizontul superior.

a) *Orizontul inferior.* Elementul caracteristic al acestui orizont îl constituie calcarele de tip Pasieczna, de culoare gălbue, fine, aproape lithografice, cu urme de Fucoide și uneori cu zone mai detritice.

În ele apar accidente silicioase de tip « chailles », observate pentru prima dată de MARGARETA FROLLO (45, p. 77), în regiunea Tg. Ocna.

Calcarele trec deseori la conglomerate cu elemente verzi, bogate în Foraminifere.

Intercalațiile gresoase de tip Tarcău se reduc la câțiva metri și se întâlnesc aproximativ la mijlocul orizontului.

În bazinul Oituzului am găsit în acest orizont Nummuliti mici în calcare, pe P. Hășman, în conglomerate verzi pe P. Manciu, iar pe P. Gingieșu am găsit Nummuliti mici și Orbitoide, tot în conglomerate cu elemente verzi.

S-au mai întâlnit Nummuliti mici și Orbitoide pe P. Calasău, în bazinul Cașinului.

În secțiuni subțiri, conglomeratele cu elemente verzi de pe P. Gingieșu arată materialul detritic constituit din șisturi verzi, în fragmente mari (1—2 mm), precum și din fragmente de cuarț, mult mai colțuroase, mai frecvente pe unele zone; deasemenea apar și fragmente de calcar organogen.

Ca minerale autigene se întâlnesc foarte rare granule de glauconit.

Resturile de organisme sunt bogat reprezentate prin foarte mulți indivizi de Orbitoizi, bine conservați în calcit, și rari Nummuliti mici.

Roca este un conglomerat cu Orbitoide, Nummuliti și elemente verzi.



Calcarele nisipoase de pe P. Calasău prezintă ca material detritic granule de cuarț, fragmente de șisturi verzi și foarte rare fragmente de feldspați plagioclași acizi.

Ca minerale autigene se întâlnesc granule de glauconit, ce mulează spațiile dintre elementele detritice, sau apar între pereții despărțitori ai Nummulților și globule de limonit, care rezultă probabil din oxidarea sulfurii de fier.

Resturile organice sunt bogat reprezentate prin Nummulți mici, Orbitoide, Rotalii, Truncatuline, fragmente de Echinoderme și fragmente de Moluște.

Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$ .

Din acest orizont provin Nummulții mici, citați de TEISSEYRE pe P. Hășman și Gingieșu (16, p. 573).

b) *Orizontul superior*. Este identic ca și în Faciesul de Pipturi-Puica, numai că grosimea lui pare să fie mai mare.

Faciesul numit de noi « Facies de Leșunț » a fost descris pentru prima dată de TEISSEYRE sub denumirea de Strate de Tg. Ocna, « Schichten von Tg. Ocna », considerate de vârstă Oligocen inferior — Eocen superior (16, p. 617—644 și profil).

Dacă paralelizarea faciesurilor Pânzei de Tarcău, cel puțin în zonele Piepturi-Puica și Leșunț, este indiscutabilă, întrucât întâlnim alternanță de faciesuri (Zona Piepturi-Puica) și în plus ele sunt încadrate de formațiuni identice (Senonian și Oligocen), atribuirea acestor faciesuri Eocenului, din cauza lipsei fosilelor, nu este riguros stabilită.

În cuprinsul regiunii studiate am găsit Nummulți mici în Muntele Pieptul Mare, Nummulți mici și Asiline pe P. Ungureanu (V. Oituz), în pachetele gresoase din faciesul intermediar de Piepturi-Puica.

Deasemenea am găsit Nummulți mici pe P. Hășman, în calcare, pe P. Man-ciuc, în conglomerate verzi (V. Oituz), iar pe P. Calasău (V. Cașin), Nummulți mici și Orthophragmine în calcare nisipoase, în faciesul de Leșunț.

Aceste Foraminifere, dealtfel puține la număr, găsite numai în orizontul inferior al Eocenului, n'au făcut încă obiectul unui studiu special.

TEISSEYRE citează Nummulți mici în regiunea noastră, pe P. Hășman și pe P. Gingieșu, din conglomerate cu elemente verzi, însă se îndoiește dacă aparțin lui *Nummulites intermedius fichteli*, citat de HOFFMANN în Stratele de Hoia din Transilvania (16, p. 573).

Tot TEISSEYRE citează Nummulți mari, în regiunea noastră, la Călcâi (cătun al comunei Grozești), într'un bloc de calcar (16, p. 573).

În privința Nummulților mici din conglomeratele verzi, după descriere rezultă că este vorba de Nummulți găsiți și de noi pe P. Hășman, în orizontul inferior al Eocenului, iar Nummulții mari dela Călcâi nu pot proveni decât



din blocurile de calcar frecvente în breția sării, dezvoltată aci, și deci sunt remaniate.

S. ATHANASIU citează Nummuliti mici și Orbitoide în Vf. Clăbucel, în zona Gresiei de Tarcău. Gresia de Tarcău dela Clăbucel aparține orizontului superior separat de noi în această zonă.

Pentru prima dată, în 1867, COZUAND paralelizează gresiile roșietice și gresiile cu Fucoide dela Tg. Ocna, cu Flișul Apeninilor, bazat numai pe caracterele petrografice și pe câteva impresiuni de Fucoide, socotindu-le, prin analogie cu acesta, de vârstă eocenă (11, p. 522—527).

COBĂLCESCU este primul geolog român care consideră marnele inframenilitice (denumire creată de el pentru depozite care corespund cu Faciesul nostru de Leșunț al Eocenului) echivalente cu Stratele de Hoia din Transilvania, adică de vârstă oligocen-inferioară (6, p. 62—70), întrucât marnele inframenilitice, ca și Stratele de Hoia, suportă formațiuni asemănătoare (« Formațiunea menilitică și șisturile cu solzi de Pești dela Ileanda »), care în Transilvania erau considerate de vârstă oligocen-mediu.

Mai târziu, TEISSEYRE ajunge și el la concluzia că Stratele de Tg. Ocna (Marnele inframenilitice ale lui COBĂLCESCU) sunt echivalente cu Oligocenul inferior, probabil însă că ele cuprind și o parte din Eocenul superior (16, p. 569).

În 1920, MRAZEC și TEISSEYRE împart Paleogenul în trei orizonturi: un orizont inferior cu Nummuliti mari găsiți la Moinești, un orizont mijlociu, reprezentat prin strate cu hieroglife și conglomerate verzi cu Nummuliti mici (Oligocen inferior) și un orizont superior, cu facies când gresos, când șistos (Oligocen mai tânăr) (46, p. 53).

În nota infrapaginală se precizează că Nummuliti mici din conglomeratele verzi sunt *Nummulites intermedia* D'ARCH. și *Nummulites fichteli*, ceea ce pare bizar, întrucât în lucrarea sa de bază, TEISSEYRE se îndoiește de acest lucru.

« Ob es die für Hoja'er Schichten bezeichnenden Arten *Nummulites intermedia* D'ARCH. und *Nummulites fichteli* D'ARCH. sind, konnte nicht bewiesen werden » (16, p. 573).

În 1907, S. ATHANASIU consideră Stratele de Tg. Ocna bartoniene, iar Gresia de Tarcău de vârstă eocen-mediu (7, p. 167).

În Bartonian remarcă și el Nummuliti mici, iar în Gresia de Tarcău Nummuliti mari, încă nedeterminați specific.

În 1917, D. M. PREDA consideră seria inframenilitică (Strate de Tg. Ocna), ca și TEISSEYRE, de vârstă Oligocen inferior — Eocen superior, pe baza Nummulitelor lui TEISSEYRE și pe baza lui *Nummulites boucheri* DE LA HARPE, foarte des întâlnit în gresiile din Fețele Târgului, și determinat de el (47, p. 441—443).





În 1923, G. MACOVEI și I. ATANASIU, plecând dela faptul că la baza Gresie de Tarcău se află o grupă de strate în care se găsesc Nummuliti mari, care permit să se atribue acestor strate vârsta Eocenului mediu, consideră că Gresia masivă de Tarcău aparține Eocenului superior și în parte chiar Oligocenului inferior, (21, p. 35), care însă nu se poate separa de Eocen, fiind de același facies gresos.

Mai târziu, în anul 1927, aceiași autori, G. MACOVEI și I. ATANASIU (37, p. 325—330) și G. MACOVEI (38, p. 95, 97), sunt de părere că în Zona marginală este continuitate de sedimentare dela Senonian la Oligocen și că ceea ce se desemnează de obicei prin Eocen (Stratele de Tg. Ocna), după Nummuliti citați de TEISSEYRE și D. M. PREDA, aparține Oligocenului inferior și Eocenului cel mai superior (Ludian).

Mai recent, în anul 1943, I. ATANASIU bănuiește că trecerea între Cretacicul superior și Eocen este gradată și că absența Paleocenului și a unei părți din Eocen este foarte puțin probabilă (27, p. 15). Nu mai menționează de data aceasta Nummuliti mari, ci numai Nummuliti mici.

Din această scurtă trecere în revistă a părerilor diferiților geologi, cu privire la fixarea în scara stratigrafică a depozitelor întâlnite în regiunea noastră, constatăm că atribuirea Stratelor de Tg. Ocna, Oligocenului inferior, de către TEISSEYRE și adoptată de restul geologilor, nu are nicio bază paleontologică, întrucât singur autorul recunoaște, după cum reiese din citatul de mai sus, că nu se poate dovedi dacă Nummuliti mici găsiți de el în conglomeratele verzi fac parte din speciile *Nummulites intermedius fichteli*.

N'a putut fi dovedit acest lucru, întrucât studiul acestor Nummuliti a fost făcut de TH. FUCHS, în secțiuni subțiri, unde Nummuliti nu se pot determina specific (16, p. 572).

*Nummulites boucheri* DE LA HARPE, citat de D. M. PREDA, nu poate fi luat în considerare, întrucât autorul n'a însoțit lucrarea de planșa respectivă.

Nummuliti mari citați de TEISSEYRE la Călcâi provin din blocuri de calcar din breția sării și deci sunt remaniati.

În concluzie, fauna de Nummuliti citată nu are valoare stratigrafică, fiindcă Nummuliti mari provin din elemente remaniate, iar Nummuliti mici nu sunt determinați specific.

În ceea ce ne privește, întrucât în regiunea studiată constatăm o trecere gradată dela Senonian la Eocen, suntem de părere, ca și majoritatea cercetătorilor Flișului, că există continuitate de sedimentare între aceste două serii.

Ceea ce am separat ca Eocen include deci și Paleocenul.

Dealtfel, în clasificările moderne, termenul de Paleocen este înlocuit cu termenul de Eocen inferior, Paleocenul ne mai fiind divizat decât în două serii: Eocen și Oligocen (48, p. 502).



Nummuliții găsiți de noi, ca și de TEISSEYRE, sunt cantonați în orizontul inferior al Eocenului.

Nu am găsit Nummuliți în orizontul superior.

Toți Nummuliții găsiți sunt forme mici, forme mari n'au fost întâlnite.

Atribuirea depozitelor studiate de noi Eocenului s'a făcut mai ales pe bază de facies lithologic, constituind o unitate petrografică.

Această paralelizare trebuie privită cu oarecare rezervă, rămânând ca o problemă de viitor găsirea documentelor paleontologice, indispensabile pentru fixarea acestei unități în scara stratigrafică.

### C) OLIGOCENUL

Adevăratul facies de Fliș pare a se încheia cu finele Eocenului, deoarece Oligocenul este dezvoltat sub un facies mai liniștit, fiind constituit, în mare parte, din depozite argiloase bogate în materie sapropelică (șisturi disodilice), ceea ce denotă schimbări în evoluția geosinclinalului carpatic, care au determinat condiții biologice particulare în marea oligocenă, favorizând geneza șisturilor disodilice.

Seria oligocenă este constituită, pe lângă șisturi disodilice, din roce silicioase detritice (Gresia de Kliwa) și chimice (menilite) și numai în mică parte din roce calcaroase de origine detritică (marne calcaroase-bituminoase).

Oligocenul, în zona Gresiei de Tarcău din regiunea noastră, pare a nu fi reprezentat; în orice caz, sub faciesul descris mai sus n'a fost întâlnit de noi, iar pe celelalte zone unde este dezvoltat, spre deosebire de Eocen, nu prezintă variații sensibile de facies.

Oligocenul este constituit din patru orizonturi: 1. Gresia de Fierăstrău, 2. menilite și marne calcaroase bituminoase, 3. disodile și 4. Gresia de Kliwa.

1. *Gresia de Fierăstrău*. Peste Gresia de Lucăcești se dezvoltă un complex marno-calcaros, șistos, cu intercalațiuni de gresii calcaroase, curbicorticele, glauconitice și o gresie calcaroasă albă, în bancuri asemănătoare Kliwei, dar care face efervescență cu acid clorhidric, pe care am denumit-o « Gresia de Fierăstrău » (cățun pe V. Oituzului, la gura P. lui Leșunț), întrucât acolo a fost observată de noi, pentru prima dată în 1942, și unde se poate observa poziția stratigrafică superioară Gresiei de Lucăcești.

Șisturile marno-calcaroase, care în Zona de Leșunț sunt bine dezvoltate, în Zona de Piepturi-Puica sunt complet înlocuite prin Gresia de Fierăstrău.

Șisturile marno-calcaroase se aseamănă cu marnele calcaroase-bituminoase; spre deosebire de acestea, însă, sunt mai șistoase, mai gresoase și prezintă foarte mulți solzi de Pești.





În secțiuni subțiri, materialul detritic este bogat reprezentat, alcătuind până la 30% din masa rocei, și este constituit din granule de cuarț, în general rotunjite, rare fragmente de feldspat plagioclas și rare fragmente de șisturi verzi.

Ca minerale autigene se întâlnește glauconit și minereu de fier de culoare neagră.

Resturile organice sunt reprezentate prin Globigerine, Textularii, rare Cocolite și solzi de Pești.

Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$ , impregnată cu materie bituminoasă.

Gresiile curbicorticeale au materialul detritic, aproape în totalitate, reprezentat prin cuarț în fragmente colțuroase, de dimensiuni mijlocii, și numai rareori rotunde, de dimensiuni mai mari; deasemenea se observă extrem de puține fragmente de feldspat plagioclas maclat, tot atât de puține lamele de muscovit și zircon.

Ca minerale autigene se întâlnesc rare plaje de glauconit.

Cimentul este calcaros, puțin abundent și larg cristalizat.

Gresia de Fierăstrău are materialul detritic constituit din granule de cuarț, care se mulează, și extrem de rare fragmente de feldspat plagioclas maclat.

Ca minerale autigene se observă foarte puțin glauconit, cu plaje cu contur neregulat.

Cimentul calcaros este foarte puțin abundent.

Gresia de Fierăstrău este o gresie foarte puțin calcaroasă.

Intrucât în Zona Piepturi-Puica, șisturile marno-calcaroase sunt înlocuite prin această gresie, am denumit acest orizont Gresia de Fierăstrău.

2. *Menilite și marne calcaroase-bituminoase.* Acest orizont este constituit la bază din menilite, iar la partea superioară din marne calcaroase bituminoase, cu rare intercalații de disodile și de o gresie albă, cu ciment argilos.

Prin faptul că acest orizont este constant dezvoltat în toate zonele, el constituie un adevărat orizont conducător pentru stratigrafia Oligocenului.

Menilitele formează un pachet de câțiva metri grosime, sunt de culoare neagră, sfărâncioase și se prezintă în strate groase până la 10 cm.

Denumirea de menilite este datorită lui COQUAND (11, p. 514).

M. FILIPESCU, găsind între Teleajen și Doftana menilite intercalate în strate subțiri sau lentile printre roce silicioase organice de tip « gaize-diatomit » și constatând treceri gradate dela roca silicioasă organică la menilite, ajunge la concluzia că aceste concentrațiuni silicioase de tip « opalit » și « chert » își au originea în silicea carapacelor de Diatomee și a spiculelor de Spongieri, silice

dizolvată în apa mării și precipitată sub forma unui gel dispus în strate sau cuiburi.

Autorul a mai remarcat că, în timp ce în Sudul Carpaților orientali domină rocele silicioase organice, spre N fenomenul de silicifiere este așa de dezvoltat, încât aproape nu se mai întâlnesc rocele silicioase organice (49, p. 119).

Marnele calcaroase-bituminoase sunt constituite din strate groase până la 10 cm; cenușii la interior, devin albe prin expunere, din cauza oxidării materiei organice, și prezintă uneori diac clase umplute cu calcit. Între stratele de marne calcaroase se găsesc și intercalații de disodile și mai rar de o gresie albă, cu ciment argilos (Zona de Leșunț).

Marnele calcaroase-bituminoase prezintă ca material detritic rare granule de cuarț cu diametrul sub 30 micrometri și foarte rare paiete de muscovit.

Masa fundamentală este constituită din carbonat de calciu criptocristalin și destul de rare filade de argilă.

Este pigmentată cu o mare cantitate de substanță bituminoasă, difuză.

Gresia albă, cu ciment argilos, are materialul detritic constituit din cuarț și foarte puține fragmente de plagioclas acid.

Acest orizont al menilitelor calcaroase-bituminoase a fost descris în regiunea noastră, pentru prima dată, de TEISSEYRE sub denumirea de Strate de Șipote «Schipoter Schichten», considerate ca diviziune inferioară a etajului menilitic (16, p. 617—644 și profil).

3. *Șisturi disodilice*. Șisturile disodilice sunt depozite argiloase, foioase, bituminoase, cu suprafața acoperită de rozete de gips și o pulbere gălbuie-roșcată de sulfat de fier.

Prezintă impresiuni de solzi și oase de Pești.

Sunt considerate ca rocă-mamă de petrol, de SZAYNOCHA și de G. MACOVEI (50, p. 86).

4. *Gresia de Kliwa*. Gresia de Kliwa este termenul rămas cel mai nou al Oligocenului Pânzei de Tarcău. Între șisturile disodilice și Gresia de Kliwa este o trecere gradată, gresia intercalându-se la început în strate subțiri, subordonate șisturilor disodilice, apoi intercalațiunile se îngroașă treptat, pentru ca în orizontul propriu zis al Gresiei de Kliwa ea să se prezinte în bancuri masive de zeci de metri și disodilele să fie subordonate.

Trecerea gradată face ca limita între aceste două orizonturi să fie arbitrară. Gresia de Kliwa este o gresie silicioasă, în general de culoare albă. Destul de des, Gresia de Kliwa are culoarea roșiatică din cauza oxizilor de fier rezultați din alterarea glauconitului.





Prin faptul că este dură și masivă, formează relief, dând abrupturi înalte de zeci de metri.

Deasemenea constituie mare parte din zonele cele mai înalte din regiune (Sboina Neagră—Gurmeza 1370 m).

După M. FILIPESCU, ea rezultă din consolidarea unui amestec de nisip eolian de dune cu nisip marin (49, p. 116).

În secțiuni subțiri, materialul detritic este reprezentat în majoritate prin cuarț; se observă puțin clorit și feldspat plagioclas acid.

Cuarțul este colțuros în majoritate și numai puține fragmente mai mari sunt rotunjite.

Ca mineral autigen se întâlnește glauconit.

Cimentul nu se poate deosebi.

Gresia de Kliwa a fost descrisă pentru prima dată, în regiunea noastră, de TEISSEYRE sub denumirea de Gresie de Tisești « Tisești-Sandstein », în D. Leșunțului și Vf. Coșna, puncte ce aparțin Zonei de Leșunț, descrisă de noi (16, p. 617—644 și profil).

Succesiunea completă a Oligocenului Pânzei de Tarcău nu poate fi cunoscută în regiunea noastră, întrucât limita superioară a seriei este o limită impusă de eroziune.

Intrucât Oligocenul Autohtonului mai prezintă un orizont în plus (orizontul superior), constituit din disodile, menilite și conglomerate cu elemente verzi, cât și faptul că chiar Pânza de Tarcău, în Muntenia, unde există profile complete până la Miocen, cuprinde acest orizont, suntem de părere că lipsa lui în regiunea noastră nu este stratigrafică, ci este vorba de o lacună de eroziune.

#### PROBLEMA OLIGOCENULUI ÎN ZONA GRESIEI DE TARCĂU

Pentru paralelizarea depozitelor acestei zone suntem lipsiți de unul din elementele necesare aplicării metodei indirecte a lui HEBERT, folosită în celelalte zone. În adevăr, în această zonă formațiunea acoperită de Eocen este Senonianul, ca și în Zonele de Piepturi-Puica și Leșunț, însă formațiunea din acoperiș, care în zonele amintite era reprezentată prin Gresia de Lucăcești și marnele calcaroase bituminoase, în această zonă nu se mai întâlnește.

Singurele roce care amintesc de Oligocen sunt niște șisturi argiloase-nisipoase, cu aspect de disodile, cu eflorescențe de sulfati, care se dezvoltă la partea superioară a orizontului mijlociu separat de noi.

Se pare însă că pe măsură ce înaintăm în interiorul zonei Gresiei de Tarcău (W cătunul Oituz), aceste șisturi argiloase au o dezvoltare mai mare și că invadează și Orizontul inferior, Gresia de Tarcău pierzându-și din masivitate.

Dacă am paraleliza ultimele intercalații roșii din zona Gresiei de Tarcău cu Eocenul superior din zonele situate în partea frontală a pânzei, desigur că Orizontul superior deosebit de noi în complexul Gresiei de Tarcău ar corespunde Oligocenului, cu alte cuvinte Oligocenul în această zonă ar schimba de facies față de Oligocenul de tip marginal (marne bituminoase, Gresie de Kliwa), fiind dezvoltat sub același facies gresos (Gresia de Fuzaru) ca și Eocenul.

Faptul că nu am întâlnit între ultimele intercalații roșii și șisturile disodiliforme, orizontul marnelor bituminoase, care în celelalte zone constituie un leit-orizont, faptul că spre interiorul Gresiei de Tarcău se pare că aceste intercalații șistoase invadează și orizonturile inferioare, și citarea de către S. ATHANASIU în Vf. Clăbucel, de Nummuliți mici și Orbitoide, punct care corespunde orizontului nostru superior, precum și imposibilitatea de cartare a acestor orizonturi ne-au făcut să nu ne însușim această paralelizare.

Totuși, studiile noastre nu sunt definitive în această zonă, încât problema prezenței Oligocenului în zona Gresiei de Tarcău rămâne deschisă.

Depozite oligocene, medii, poate și superioare, în zona Gresiei de Tarcău, sunt citate de G. MACOVEI și I. ATANASIU, în regiunea dela E de depresiunea Tg. Secuș, adică pe același paralel cu regiunea noastră. « Marea oligocenă s'ar fi întins cel puțin până în zona ocupată astăzi de Gresia de Tarcău însă depozitele ei ar fi fost erodate și n'ar mai fi rămas decât câteva lambouri, cum ar fi cel dela Sânzieni (N. Tg. Secuș) » (51, p. 248—249).

## II. ZONA MARGINALĂ

Zona marginală constituie Autohtonul Pânzei de Tarcău și se caracterizează prin dezvoltarea Eocenului sub facies marno-calcaros.

Este formată din depozite senoniene, paleogene și miocene.

După faciesurile Eocenului am împărțit-o în două subzone: Subzona marginală externă și Subzona marginală internă.

### A) SENONIANUL

Senonianul este dezvoltat numai în Subzona marginală externă și este reprezentat prin următoarele două orizonturi: 1. Strate de Streiu și 2. Strate de Tisaru.

1. *Stratele de Streiu* reprezintă cel mai vechi orizont al Flișului marginal din regiunea noastră. Este constituit din argile negre, șistoase, bituminoase, cu patină ruginie de oxizi de fier, în care se intercalează gresii calcaroase curbicorticeale, marne cenușii cu concrețiuni de  $\text{FeS}_2$ , calcare cenușii și calcare sideritice-nisipoase.





În acest complex, foarte cutat, se întâlnesc concrețiuni calcaroase sideritice.

a) *Argile bituminoase*. În secțiuni subțiri, materialul detritic este constituit din granule colțuroase de cuarț, cu diametrul de 0,04 mm, în medie, și paiete de muscovit.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin pirită, iar organismele lipsesc.

Masa fundamentală este constituită din argilă pigmentată în brun, datorită materiei bituminoase în mare cantitate.

Roca este o argilă bituminoasă, micacee.

În unele secțiuni materialul detritic este bogat reprezentat, roca devenind o gresie argiloasă bituminoasă.

b) *Gresii calcaroase*. Materialul detritic este bogat reprezentat prin granule de cuarț ce ating uneori 60% din masa rocei. Deasemenea, se întâlnesc numeroase paiete de muscovit și fragmente mari de șisturi verzi.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin rare plaje de glauconit, pirită în cantitate mare și limonit puțin, difuz, pigmentând cimentul rocei.

Se întâlnesc microorganisme extrem de rare, nedeterminabile, având interiorul conservat în pirită.

Cimentul este calcaros.

c) *Marnă*. Materialul detritic este reprezentat prin rare granule de cuarț, mineralele autigene lipsesc, iar resturile organice sunt reprezentate prin numeroase spicule calcificate de Spongieri.

Masa fundamentală este constituită din  $\text{CO}_3\text{Ca}$  criptocristalin și argilă.

Roca este o marnă cu numeroase spicule calcificate de Spongieri.

d) *Calcare sideritice*. Materialul detritic este slab reprezentat prin rare granule de cuarț și paiete de muscovit.

Resturile organice lipsesc, iar masa rocei este constituită aproape numai din romboedri de sideroză cu diametrul de 0,01 mm și, în cantitate mai mică, din romboedri de calcit.

Uneori materialul detritic crește, roca devenind un calcar sideritic nisipos.

Aceste calcare sideritice se întâlnesc ca concrețiuni lenticulare în complexul Stratelor de Streiu.

e) *Calcarele* prezintă numeroase spicule de Spongieri și Radiolari calcificați.

Stratele de Streiu constituie sămburele anticlinalului P. Streiului, care la rândul său formează sămburele anticlinoriumului Coza.

În ele apare un izvor sărat pe P. Streiul.

Au fost recunoscute pentru prima dată de S. ATHANASIU și înglobate în Stratele de Tisaru (3, p. XXXI).

Șt. MATEESCU le atribuie Oligocenului, după cum reiese din profilul Văii Putnei (23, p. 135, profil).



Denumirea de Strate de Streiu a fost dată de noi, fiindcă au fost observate pentru prima dată în P. Streiu (afluent al Putnei) și unde se poate observa poziția lor stratigrafică sub Stratele de Tisaru (28 p. 89); ele reprezintă faciesul cel mai extern al Șisturilor negre.

2. *Stratele de Tisaru.* Stratele de Tisaru sunt alcătuite dintr'un complex terrigen, constituit în majoritate din marne, în care se întâlnesc intercalații de argile, gresii calcaroase, conglomerate cu elemente verzi, și roce silicioase organice (Radiolarite).

Marnele ca și Radiolaritele sunt roșii, verzi sau reiate.

a) *Marne roșcate.* În secțiuni subțiri materialul detritic și mineralele autigene sunt aproape absente.

Organismele sunt slab reprezentate, observându-se doar 2—3 Radiolari calcificați.

Masa fundamentală este constituită, în proporții egale, din calcit criptocrystalin și argilă pigmentată în roșcat, de un pigment difuz, care pare să fie limonit.

b) *Marno-calcare gălbui.* Materialul detritic este reprezentat prin foarte rare granule de cuarț.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin câteva plaje de hematit care, alterându-se, trece în limonit și colorează în gălbui două zone înguste din secțiune; deasemenea se găsesc și 2—3 granule de glauconit.

Resturile organice sunt reprezentate prin relativ frecvenți Radiolari cu interiorul plin de opal foarte puțin calcifiat.

Masa fundamentală este constituită din calcit criptocrystalin, amestecat cu puțină argilă.

Roca este un marno-calcar cu puțini Radiolari.

c) *Marne argiloase-bituminoase.* Materialul detritic este reprezentat prin rare lamele de muscovit și rare fragmente mici de cuarț.

Mineralele autigene precum și resturile organice lipsesc.

Masa fundamentală este constituită dintr'un amestec de calcit și argilă pigmentată intens în brun și de materie bituminoasă în cantitate foarte mare.

d) *Argile verzi.* Materialul detritic, ca și mineralele autigene lipsesc.

Resturile organice sunt reprezentate prin rare fragmente de Radiolari.

Masa rocei este constituită din argilă pigmentată în verde.

e) *Gresii calcaroase cu elemente verzi.* Materialul detritic constituie aproape 50% din masa rocei și este alcătuit în cea mai mare parte din fragmente mari de cuarț; deasemenea se observă fragmente mari de șisturi verzi, depășind ca dimensiuni cu mult pe celelalte, rare fragmente de cuarț multe fragmente de calcar organogen și rare lamele de muscovit.





Ca minerale autigene se întâlnește puțin glauconit.

Resturile organice lipsesc iar cimentul, foarte abundent, este constituit din calcit larg cristalizat.

f) Radiolaritele se prezintă sub formă de strate subțiri sau sub formă de bancuri intercalate în complexul marnos al Stratelor de Tisaru. Sunt de culoare roșie, verde, neagră sau rubanate.

α) Radiolaritul roșu prezintă material detritic constituit din rare gră-nule de cuarț și paiete de mică.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin hematit în mare cantitate, constituind pigmentul rocei. Deasemenea se observă mult calcedonit în interiorul Radiolarilor, găsiindu-se zone întregi unde Radiolarii sunt conservați numai în calcedonit.

Deasemenea, se află mult bavalit în interiorul altor Radiolari, conservați fie în întregime în bavalit, fie parte în bavalit și parte în calcedonit (chiar același individ). Cea mai mare parte a Radiolarilor este conservată în bavalit.

Organismele sunt reprezentate prin nenumărați Radiolari, cu predominarea formelor *Spumelaria*, ceea ce denotă depozite de adâncime mică.

Masa fundamentală este constituită din argilă pigmentată în roșu, prin hematit difuz, unele zone stratiforme fiind colorate mai intens în roșu închis. Acestea sunt zonele în care găsim nenumărați Radiolari, celelalte, de culoare mai deschisă, sunt complet lipsite de Radiolari.

Roca este un radiolarit de culoare roșie, cu predominarea formelor *Spumelaria*.

β) Radiolaritul verde nu prezintă material detritic. Mineralele autigene sunt reprezentate prin calcedonit, provenit din opalul Radiolarilor.

Organismele sunt reprezentate prin numeroși Radiolari de tip *Cenosphaera* (*Spumelaria*).

Roca prezintă zone de culoare verde închis și verde mai deschis. Zonele de culoare deschisă sunt constituite dintr'un amestec de argilă și calcedonit, provenind din nenumărații Radiolari ale căror resturi se mai văd pe unele locuri. Zonele mai închise au aceeași constituție, cu deosebirea că în aceste zone Radiolarii sunt mai bine conservați.

Masa fundamentală este colorată în verde de un mineral difuz.

Roca este mai silicifiată, zonele argiloase fiind mai reduse. Este un accident silicios de tip « chert ».

γ) Radiolaritul rubanat este lipsit de material detritic.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin calcedonit și mai mult prin bavalit ce constituie interiorul Radiolarilor din zonele mai închise ale masei fundamentale.

Se observă și cuarț autigen în interiorul unor Radiolari din zonele verzi.



Organismele sunt reprezentate prin numeroși Radiolari și prin numeroase spicule de Spongieri (lungi, monoaxe), conservate în calcedonit.

Masa fundamentală este constituită din argilă pigmentată în roșu de hematit, cu porțiuni de nuanță mai închisă, alternând cu porțiuni de culoare mai deschisă. Porțiunile închise la culoare sunt pline de Radiolari, iar celelalte sunt complet lipsite.

O altă parte din rocă este constituită din zone verzi închise și mai deschise, în care se observă același lucru ca mai sus, cu diferența că structura acestora este mult mai prost conservată. Zonele de culoare mai deschisă (roșu și verde) sunt constituite din argilă.

Roca este un accident silicios cu caracter de radiolarit, cu puține spicule de Spongieri, rubanat (verde și roșu).

8) Radiolaritul negru este lipsit de material detritic.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin calcedonit.

Resturile organice sunt reprezentate prin enorm de mulți Radiolari, constituind pe deaîntregul zonele de culoare mai închisă ale rocei.

Toată masa rocei este constituită din calcedonit și prezintă zone de culoare mai închisă, alternând cu zone de culoare mai deschisă.

Zonele de culoare mai închisă sunt constituite, în cea mai mare parte, din Radiolari conservați în calcedonit, a căror structură nu se mai poate recunoaște.

Culoarea mai închisă se datorește unui pigment constituit din materie bituminoasă.

Primele cunoștințe asupra Stratelor de Tisaru se datoresc lui S. ATHANASIU, care identifică în V. Putnei un complex de roce silicioase, pe care le denumește Strate de Tisaru (3, p. XXXI—XXXII), de vârstă mai veche decât Senonianul, asemănătoare cu marnele roșii și verzi dela gura Pârâului Lupchianu (V. Oituz), și vede în ele un echivalent al Stratelor de Audia (Cretacic inferior).

Acest autor a înglobat în Stratele de Tisaru depozite pe care noi le atribuim a trei orizonturi: Strate de Streiu, Strate de Tisaru și Strate de Buciaș, încât Stratele de Tisaru, așa cum sunt înțelese de noi, corespund numai în parte cu Stratele de Tisaru ale lui S. ATHANASIU.

În 1929, ȘT. MATEESCU introduce denumirea de Strate de Tisaru, *stricto sensu*, cu două orizonturi: *a*) orizontul marnelor silicioase și al silexurilor roșii și verzi, în care citează un fragment de Inoceram (V. Tișița) și *b*) orizontul calcarelor silicioase cenușii și al marnelor cu Fucoide. Pe baza fragmentelor de Inocerami le atribuie Senonianului (23, p. 128).

Stratele noastre de Tisaru corespund numai cu orizontul marnelor silicioase și al silexurilor roșii și verzi, considerate de acest autor senonian-inferioare.

În 1932—1935, M. FILIPESCU introduce denumirea de «complex de Tisaru» (de vârstă senonian-eocenă), în urma studiului petrografic al depozitelor mai





vechi decât Oligocenul din V. Putnei, depozite ce formează o boltă anticlinală, în axa căreia s'ar afla conglomeratele poligene de Piatra Streiului (52, p. 3).

Pentru prima dată, arată că rocele silicioase ce apar în acest complex sunt de tip « chert », provenind din epigeneza silicei de natură organică în roce marno-calcaroase și marno-argiloase, la nivele bogate în organisme silicioase; în acelaș timp este de părere că aceste accidente se întâlnesc la nivele diferite și nu sunt cantonate într'un anumit orizont (52, p. 9—10).

Cercetările noastre confirmă existența acestui anticlinal, însă axa lui nu se află la Piatra Streiului, ci mai la W (100 m E de gura Pârâului Lepșa), unde apar Stratele noastre de Streiul.

În acelaș timp, acest anticlinal, care pentru noi a devenit anticlinoriumul Coza, prezintă trei cute secundare, al căror caracter variază când drept, când deversat.

La W de Piatra Streiului se găsesc două din aceste cute secundare: primul este anticlinalul Pârâul Streiul, care constituie sâmburele anticlinoriumului Coza, iar al doilea este anticlinalul Tisarul Mic.

Stratele dela W de Piatra Streiului au căderi isoclinale spre W, însă stratele nu sunt din cele mai recente cu cât ne deplasăm spre W, ci se întâlnesc serii normale și inverse, ce alternează.

Din cauza acestei complicații tectonice, Stratele de Tisaru se repetă de trei ori, constituind trei zone: primele două formează flancurile anticlinalului P. Streiului, iar a treia sâmburele anticlinalului Tisarul Mic.

Din cercetările noastre din V. Cașinului și V. Putnei rezultă că rocele silicioase se situează într'un anumit orizont « Stratele de Tisaru », care corespunde, numai în parte, cu complexul de Tisaru, deosebit de M. FILIPESCU.

În 1923, G. MACOVEI și I. ATANASIU paralelizează Stratele de Tisaru din V. Putnei cu marnele roșii dela gura Pârâului Lupchianu (V. Oituz), ca și S. ATHANASIU, însă le atribue vârsta senonian-inferioară (21, p. 32), iar în 1927, acești autori descriu un orizont inferior al Senonianului sub denumirea de Strate de Tisaru (37, p. 314).

Din cercetările noastre reiese că Stratele de Tisaru reprezintă un facies lateral, atât al marnelor roșii și verzi (Stratele de Lupchianu), cât și al Stratelor cu Inocerami din Pânza de Tarcău și se găsește situat în Autohtonul pânzei.

Cu acest sens, Stratele de Tisaru corespund ca vârstă, numai în parte, cu Senonianul inferior din V. Oituzului, al acestor autori. Ele nu corespund cu Stratele de Tisaru din bazinul Bistriței, care, după cercetările lui C. OLTEANU și T. JOJA, se situează deasupra Stratelor cu Inocerami, pentru care trebuie să se întrebuințeze altă denumire.



Din cele expuse mai sus rezultă că denumirea de Strate de Tisaru trebuie să fie restrânsă la un anumit facies al Senonianului, facies ce în regiunea noastră se găsește situat în Autohtonul Pânzei de Tarcău.

## B) EOCENUL

Eocenul Zonei marginale este dezvoltat sub două faciesuri: Faciesul de Cașin și Faciesul de Greșu.

După aceste faciesuri ale Eocenului am împărțit Zona marginală în două subzone: Subzona marginală externă și Subzona marginală internă.

Faciesul de Cașin este dezvoltat în Subzona externă, iar Faciesul de Greșu în Subzona internă.

### 1. FACIESUL DE CAȘIN

Acest facies se caracterizează prin dezvoltarea unui complex marno-calcaros, cu masive intercalații de conglomerate poligene cu elemente verzi, mai ales spre bază (Strate de Cașin).

În acest facies se pot distinge trei orizonturi: Stratele de Cașin, Stratele de Buciaș și Eocenul superior (Orizontul superior al Flișului).

a) *Stratele de Cașin*. Peste Stratele de Tisaru urmează Stratele de Cașin, care sunt constituite dintr'un complex marno-calcaros, cu intercalații masive de conglomerate poligene spre bază și de gresii verzi, dure, spre partea superioară. Marno-calcarele sunt cenușii, bituminoase și prezintă numeroase diaclaze umplute cu calcit, câteodată cu cristale foarte bine individualizate.

În secțiuni subțiri, materialul detritic este slab reprezentat prin rare granule de cuarț, sau lipsește complet.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin glauconit și pirită sub formă de globule sau aglomerațiuni.

Organismele sunt bogat reprezentate prin Radiolari calcificați din grupa *Spumellaria*, spicule calcificate de Spongieri (Mono — și Tetractinelide) și Foraminifere (Globigerine, Rotalii, Truncatuline, Fisurine) conservate în calcit sau pirită.

Se întâlnesc și fragmente de Echinoderme și Bryzoare.

Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$  și argilă. În majoritatea cazurilor  $\text{CaCO}_3$  este reprezentat prin Coccolite ovale; când  $\text{CaCO}_3$  devine granular, nu se mai observă Coccolite.

Culoarea roci este datorită materiilor organice amestecate cu oxizi de fier.

Roca este un marno-calcar cu Radiolari și spicule de Spongieri calcificate.

Conglomeratele poligene sunt foarte dezvoltate în V. Putnei, la confluența cu P. Tișia, unde au o grosime de 60—70 m.



Sunt constituite, în cea mai mare parte, din șisturi verzi care ating dimensiuni și de 1 m, pe lângă care se mai observă cuarț filonian și bucăți de calcar.

Cimentul este calcaros.

Aceste conglomerate se dezvoltă pe flancul de E al anticlinalului P. Streiului, fiind observate de noi pe o distanță de 8 km, din Vf. Piatra Streiului până în Vf. Coza. Urmărindu-le lateral, observăm că pe flancul de W al anticlinalului menționat, în V. Putnei, acolo unde încep Stratele de Cașin (gura P. Ciubăroaia), ca și pe Tișița, aceste conglomerate nu mai apar.

Se întâlnesc și pe acest flanc, la S de Tișița Mare, pe plaiul Cristian.

Urmărind dezvoltarea lor în direcția spre N, constatăm că ele dispar, probabil stratigrafic, în P. Iepurelui.

Contactul Stratelor de Cașin cu Stratele de Tisaru, în V. Putnei, este un contact tectonic.

Contactul devine normal pe Tișița Mare, dar mai cu seamă pe plaiul Cristian (W Vf. Coza), unde observăm că Stratele de Cașin, cu căderi contrare stau normal peste Stratele de Tisaru.

Tot aici observăm că de unde în V. Putnei sau Tișiței, Stratele de Cașin vin în contact cu Stratele de Tisaru prin conglomerate, spre S, în văile Tișița Mică și Mare, între conglomerate și Stratele de Tisaru se mai interpune o zonă de 150—200 m, constituită din marno-calcare tipice Stratelor de Cașin. Această zonă dispare tectonic în V. Putnei.

După părerea noastră, ele au o dezvoltare locală și datele culese până în prezent nu ne îngăduie să acordăm conglomeratelor, care în V. Putnei par că formează baza Stratelor de Cașin, din cauza tectonicii, valoarea unui conglomerat de bază, ce ar marca începutul unei transgresiuni.

Aceste conglomerate au fost atribuite Oligocenului de S. ATHANASIU (3, p. XXXII) și de L. MRAZEC (20, p. 40).

ȘT. MATEESCU atribue Stratelor noastre de Cașin vârsta barremiană (23, p. 125 și profil), în care deosebește două orizonturi: conglomerate verzi și Șisturi negre (Strate de Audia).

M. FILIPESCU este de părere că aceste conglomerate constituie baza complexului de Tisaru, de vârstă senonian-eocenă, găsindu-se în axa anticlinalului (52, p. 3).

După noi, precum am arătat mai sus, axa se găsește mai la W, sub conglomerate existând încă două orizonturi mai vechi: Stratele de Streiu și Stratele de Tisaru.

Orizontul Stratelor de Cașin se întâlnește atât în V. Putnei cât și în V. Cașinului. În V. Putnei el constituie patru zone ce urmăresc cutele secundare ale anticlinoriumului Coza, iar în V. Cașinului constituie butoniera anticlinalului Culmea Frumoasele—Măgura Cașinului. Deosebirea între aceste două văi



constă în faptul că V. Putnei taie o regiune mai ridicată axial și dă la iveală alte două orizonturi mai vechi: Stratele de Streiu și Stratele de Tisaru.

În acest orizont apar cinci izvoare sărate: două pe V. Putnei (la gura Tișiței și la gura Brusturosului), unul pe V. Lespezilor Putnei, altul pe Lespezile Tișiței Mici, și în sfârșit ultimul izvor sărat pe V. Brusturosul. Izvorul sărat dela gura Tișiței este în legătură cu zăcăminte de petrol pe cale de epuizare spontană, întrucât conține gaze care ard.

Este foarte probabil că toate izvoarele sărate din Stratele de Cașin sunt în legătură cu zăcăminte de petrol degradate.

Datorită rezistenței și grosimii lor, Stratele de Cașin joacă un rol important în morfologia regiunii. În ele sunt săpate, în majoritate, văile Tișița Mare și Tișița Mică, cu pereți abrupti și înalți de zeci de metri, în formă de canion, și tot ele constituie cel mai înalt munte din regiune, Muntele Coza de 1632 m.

Denumirea de Strate de Cașin a fost dată de noi (28, p. 89) deoarece au fost studiate pentru prima dată în V. Cașinului, unde a fost observată poziția lor stratigrafică, inferioară Stratelor de Buciaș.

b) *Stratele de Buciaș*. Orizontul Stratelor de Buciaș este constituit din marne albe la bază, verzi la mijloc, iar în spre partea superioară din marne pătate și marne roșii.

Marnele albe sunt dure și se prezintă în plăci. Au spărtura concoidală, prezentând rare urme de Fucoide. Prin alterare își pierd stratificația, devenind foioase. În ele se remarcă intercalații de gresii dure, albastrii, rubanate.

Marne albe. La microscop marnele albe prezintă ca material detritic rare granule de cuarț.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin puțin glauconit.

Resturile organice sunt reprezentate prin spicule calcificate de Spongieri, Radiolari mari și mici calcificați, precum și reprezentanți din grupa Nummulitidelor.

Masa fundamentală este formată dintr'un amestec de Coccolite bacillare, din grupul Rabdolitelor, și din argilă.

Roca este o marnă cu Coccolite.

Gresii calcaroase albastrii-rubanate. Materialul detritic este reprezentat prin cuarț și feldspat.

Mineralele autigene sunt constituite din pirită și glauconit.

Resturile organice sunt reprezentate prin spicule de Spongieri calcificați și resilicificați pe cale de epigeneză, Radiolari calcificați și resilicificați, precum și Foraminifere (Globigerine, Lagene, Truncatuline).

Cimentul roci este alcătuit din  $\text{CaCO}_3$ , parțial înlocuit prin silice cripto-cristalină.



Roca este o gresie calcaroasă ce prezintă un început de silicifiere.

**Marne verzi.** Marnele verzi apar în plăci, ca și marnele albe. Prezintă spărtură concoidală și dendrite de bioxid de mangan.

Către partea superioară marnele verzi sunt pătate cu roșu, făcându-se astfel trecerea la marne roșii.

Marnele roșii comportă și intercalații gresoase.

Materialul detritic este slab reprezentat prin puțin cuarț și feldspat.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin glauconit, bavalit și puține globule mici de pirită.

Resturile organice sunt reprezentate prin Radiolari calcificați sau conservați în bavalit, Foraminifere (Globigerine și Textularii) și prin rare spicule calcificate de Spongieri.

Masa fundamentală constă dintr'un amestec de Coccolite și argilă.

Culoarea roci este datorită bavalitului și în mai puțină parte glauconitului.

**Gresii calcaroase.** Materialul detritic este constituit din cuarț și feldspat.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin sulfură de fier, glauconit și  $\text{CaCO}_3$  larg cristalizat.

Resturile organice sunt reprezentate prin Globigerine, cu lojele umplute parțial sau total cu pirită, prin Truncatuline, Rotalii și Nummuliti mici.

Cimentul este constituit din  $\text{CaCO}_3$ , parțial înlocuit prin pirită.

Este o gresie calcaroasă cu Foraminifere.

**Marne pătate.** Materialul detritic este slab reprezentat prin rare granule de cuarț și puțini feldspați.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin bavalit și puțin glauconit.

Resturile organice sunt reprezentate prin numeroase resturi de Coccolite, printre care predomină formele stelate (Asterolite) și numeroși Radiolari din grupa *Spumellaria*, conservați în bavalit.

Se mai întâlnesc deasemenea rare Foraminifere, printre care se deosebesc Miliolide.

Culoarea verde se datorește bavalitului și glauconitului, dar mai cu seamă primului, în timp ce culoarea roșie este datorită oxizilor de fier care rezultă din alterarea acestor silicați.

Stratele de Buciaș ar corespunde cu orizontul calcarelor silicioase, cenușii, și al marnelor cu Fucoide, considerate de ȘT. MATEESCU ca reprezentând partea superioară a Stratelor de Tisaru, *stricto sensu* (23, p. 129—130).

Denumirea de Strate de Buciaș a fost dată de noi (28, p. 90) pentru faptul că sunt bine dezvoltate la confluența Pârâului Buciaș cu Pârâul Cașin, unde le-am studiat prima dată și unde se observă poziția lor stratigrafică superioară Stratelor de Cașin și inferioară orizontului superior al Flișului.



c) *Eocen superior (Orizontul superior al Flișului)*. Deasupra marnelor roșii pe care le-am înglobat în Stratele de Buciaș, urmează un orizont marnos format din marne argiloase, cenușii-verzui, neavând o stratificație bună, fiind sfârâmicioase, cu intercalații de gresii cu hieroglife.

În partea superioară a acestui orizont începe să se individualizeze Gresia de Lucăcești, care aici are o grosime de maximum un metru.

Grosimea orizontului este cuprinsă între 50 m—100 m.

În secțiuni subțiri materialul detritic este slab reprezentat prin rare granule de cuarț.

Ca minerale autigene se întâlnește pirită sub formă de globule.

Masa fundamentală a rocei este constituită din  $\text{CaCO}_3$  și argilă, cu predominarea  $\text{CaCO}_3$ .

Orizontul superior al Flișului, împreună cu Stratele de Buciaș, constituie în parte flancurile anticlinoriumului Coza, format din trei cute secundare, în axa căruia apar Stratele de Streiu, sub formă de sâmbure.

Limita eocenă de E a marelui anticlinal, în V. Putnei, se află la gura Pârâului Carhagău (D. Fața Mare), limita de N, pe P. Dragomirei, în D. Fața Schitului și sub Piscul Piatra Albă, iar limita de W, la gura Pârâului Brusturoș și pe versantul de E al Muntelui Condratu.

Deasemenea, orizontul superior al Flișului, împreună cu Stratele de Buciaș, constituie, în parte, flancurile anticlinalului Culmea Frumoasele—Măgura Cașinului, din bazinul Cașinului.

## 2. FACIESUL DE GREȘU

Acest facies se caracterizează prin lipsa conglomeratelor verzi de tip Piatra Streiului, prin prezența Stratelor tisaroides și prin prezența accidentelor silicioase cu caracter de « chailles ». Faciesul de Greșu este răspândit în subzona marginală internă, reprezentând faciesul cel mai intern al Eocenului din Autohton.

În acest facies se pot distinge patru orizonturi: 1. Stratele de Cașin; 2. Stratele tisaroides; 3. Stratele de Greșu și 4. Eocenul superior.

a) *Stratele de Cașin* se prezintă cu același aspect ca și în faciesul de Cașin, cu deosebirea că în faciesul de Greșu nu mai întâlnim conglomerate verzi, care în faciesul precedent aveau o dezvoltare considerabilă.

Stratele de Cașin se dezvoltă la S de V. Putnei în Plaiul Noveșelor, trec apoi printre Munții Condratu și Zburătura în bazinul Nărujei, constituind sâmburele anticlinalului Plaiul Noveșelor — Piscul cu Paltini.





b) *Stratele tisaroides*. Aceste strate sunt constituite din marne verzi, marne reiate și gresii silicioase verzi, care în general seamănă cu Stratele de Tisaru, de care însă se deosebesc în primul rând prin poziția stratigrafică superioară Stratelor de Cașin, apoi prin lipsa Radiolaritelor dezvoltate în toată plenitudinea în Stratele de Tisaru.

Dealtfel, această deosebire se poate observa și în relieful deprimat pe care îl formează Stratele tisaroides (Fețele Mici), în comparație cu relieful îndrăzneț al Munților Tisarul Mic și Tisarul Mare, constituiți din Strate de Tisaru.

Denumirea de Strate tisaroides a fost dată de noi în acest an.

*Marne reiate*. În secțiuni subțiri, materialul detritic este slab reprezentat prin rare granule de cuarț.

Ca minerale autigene se întâlnește oxid de fer care pigmentează masa roci.

Nu se observă resturi organice.

Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$  și argilă; ea prezintă crăpături pe care pătrunde silice criptocristalină.

*Marne verzi*. Materialul detritic este slab reprezentat prin rare granule de cuarț.

Masa fundamentală este constituită din  $\text{CaCO}_3$  și argilă; prezintă zone de silicifiere ramificate, alcătuite din silice criptocristalină și rare paiete de muscovit.

*Gresie glauconitică, silicioasă*. Materialul detritic este constituit, în majoritate, din granule de cuarț cu extincție rulantă și din puține fragmente de cuarțit și de șisturi verzi.

Ca minerale autigene se întâlnește glauconit sub formă de granule, care alcătuește până la 15% din masa roci.

Cimentul este constituit din silice criptocristalină.

Stratele tisaroides constituie două zone orientate NNE—SSW, ce flanchează Stratele de Cașin din sămburele anticlinalului menționat mai sus.

c) *Stratele de Greșu*. Acest orizont este constituit dintr-o alternanță neregulată de gresii calcaroase curbicorticele, argile verzi, calcare gălbui fine, aproape lithografice, calcare detritice cu accidente silicioase de tip « chailles » și conglomerate cu elemente verzi și Foraminifere.

*Calcar detritic* cu accidente silicioase de tip « chailles ». Materialul detritic este reprezentat prin granule de cuarț, ce constituie aproximativ 20% din masa roci și paiete de muscovit.

Organismele sunt reprezentate prin spicule de Spongieri umplute cu oxid de fer, Globigerine cu testul diagenizat cu calcedonit și cu interiorul umplut cu oxid feric.



Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$  criptocristalin. În această masă se observă o zonă continuă, paralelă cu stratificația, alcătuită din silice criptocristalină, pe alocuri ajungându-se la cuarțolit. În zona silicioasă apar insule de calcit relict. Se mai observă în regiunea de contact pătrunderi de silice în zona calcaroasă.

Roca este un calcar detritic, cu spicule de Spongieri și cu o zonă de silicifiere de tip « chailles », adică un accident silicios în care se mai observă  $\text{CaCO}_3$ .

Calcar gălbui, lithografic. Materialul detritic este aproape inexistent, observându-se doar câteva fragmente de cuarț extrem de mici.

Ca minerale autigene se întâlnește calcit, larg cristalizat pe diaclaze; deasemenea se mai întâlnește și în unele microorganisme rotunde ce par a fi Radiolari.

Resturile organice sunt reprezentate prin foarte multe spicule calcificate, monoaxe, de Spongieri, foarte rare Globigerine mici și câteva microorganisme rotunde ce par a fi Radiolari conservați în calcit.

Masa fundamentală este constituită din  $\text{CaCO}_3$  criptocristalin, cu puține filade de argilă, provenită din scheletul a numeroase Cocolite.

Roca este un calcar fin, aproape lithografic, cu spicule calcificate de Spongieri.

Conglomerat cu elemente verzi. Materialul detritic este reprezentat prin elemente verzi mari, cu contur nerotunjit, fragmente mari, colțuroase, de cuarț (2 mm) și rare fragmente de cuarțit la fel de mari.

Ca minerale autigene se observă foarte rare granule mici de glauconit (2—3 în toată secțiunea).

Resturile organice sunt reprezentate prin numeroase resturi de Orbitoide, relativ bine conservate, precum și câteva fragmente de Nummuliti mici; deasemenea se observă alte numeroase resturi de organisme, nedeterminabile, toate conservate în calcit.

În total, resturile de organisme constituie 70% din masa roci.

Cimentul este alcătuit din  $\text{CaCO}_3$ .

Roca este un conglomerat cu Orbitoizi și elemente verzi.

Stratele de Greșu se aseamănă cu Stratele de Buciaș din faciesul de Cașin, de care se deosebesc, poate, numai prin prezența accidentelor silicioase de tip « chailles », și absența marelor verzi și pătate cu Radiolari conservați în bavalit.

Deasemenea, se aseamănă cu orizontul inferior al Eocenului din Zona de Leșunț, de care se deosebește prin absența intercalațiilor gresoase de tip Tarcău.

Stratele de Greșu constituie două zone orientate NNE—SSW, care flanchează sămburele anticlinalului Plaiul Noveselor —Piscul cu Paltini; deasemenea ele mai constituie sămburele anticlinalului Poiana Mărului (V. Putnei) și anticlinalului V. Cernica—D. Suri din bazinul Oituzului.





d) *Eocen superior*. Acest orizont este constituit din argile roșii și verzi și din gresii calcaroase curbicorticale.

Gresiile curbicorticale sunt mai dezvoltate în bazinul Putnei decât în bazinul Oituzului. La partea superioară a acestui orizont se individualizează Gresia de Lucăcești.

Acest orizont din faciesul de Greșu se deosebește de acelaș orizont din faciesul de Cașin prin grosimea mai mare pe care o capătă orizontul din acest facies (150—200 m) și prin individualizarea Gresiei de Lucăcești care în faciesul de Cașin abia atinge grosimea de 1 m, pe când aici ea are grosimea de 10—15 m.

În secțiuni subțiri, Gresia de Lucăcești prezintă un material detritic constituit din mult cuarț; deasemenea se observă fluturași de muscovit, fragmente de plagioclași și chiar microclin.

Ca minerale autigene, se întâlnește foarte mult glauconit, alcătuind 4—5% din masa rocei; el constituie granule, sau pătrunde în intercalațiile dintre granulele de cuarț sau de feldspați.

Roca este o gresie cuarțitică, cu glauconit.

\* \* \*

Dat fiind faptul că documentele paleontologice sunt foarte rar reprezentate în Fliș, scara stratigrafică adoptată pentru încadrarea formațiunilor sale, după cum am încercat să arătăm și noi la stratigrafia Pânzei de Tarcău, are un caracter convențional.

În cercetările noastre am căutat să fim cel puțin consecvenți cu metoda adoptată.

În paralelizarea faciesurilor Pânzei de Tarcău, atribuite Eocenului, ne-am servit de metoda stratigrafică directă (alternanță de faciesuri), sau de metoda stratigrafică indirectă (două faciesuri sunt sincrone, dacă se află încadrate între formațiuni identice).

În Autohton întâmpinăm dificultatea următoare: patul Eocenului nu mai este, după cercetările noastre, dezvoltat sub acelaș facies ca cel din pânză.

Astfel, în Autohton nu întâlnim Stratele cu Inocerami, facies sub care se prezintă Senonianul pânzei, după cum s'a arătat mai sus.

Am considerat Stratele de Tisarua ca un facies lateral al Stratelor de Lupchianu și al Stratelor cu Inocerami din pânză, pe baza unor fragmente de Inocerami, găsite de ȘT. MATEESCU (23, p. 128).

Orizontarea din cele două faciesuri eocene ale Autohtonului s'a făcut pe baze lithologice și, deci, trebuie privită numai în acest sens.

Nu putem fi siguri dacă Stratele de Cașin constituie chiar baza Eocenului, și nu reprezintă, cumva, un facies lateral al Stratelor cu Inocerami.



În privința puținelor urme organice găsite de noi remarcăm următoarele: Ca și în pânză, în Orizontul superior al Flișului nu s'au găsit Nummuliți în depozitele Autohtonului.

Nummuliți mici au fost găsiți de către noi în Stratele de Greșu și în Stratele de Buciaș.

În orizontul inferior (Stratele de Cașin) nu s'au găsit Nummuliți. Lipsa lor din Stratele de Cașin ne-ar putea face să bănuim că aceste Strate de Cașin nu reprezintă Eocenul, ci o diviziune mai veche.

Diferențele de facies constatate de noi, mai mici în timpul Senonianului și foarte sensibile în timpul Eocenului inferior și mediu, dispar în timpul Eocenului superior, întrucât orizontul Eocenului superior prezintă, în general, aceeași constituție lithologică atât în Autohton cât și în pânză.

În acest orizont, al Eocenului superior, întâlnim ultimele depozite desvoltate sub adevăratul facies sin-orogen de Fliș.

### C) OLIGOCENUL

Oligocenul Autohtonului este format din depozite argiloase, bogate în materie sapropelică (șisturi desidilice), în care se intercalează roce silicioase detritice, roce silicioase chimice și roce calcaroase detritice.

Pe lângă aceste roce, caracteristice în general faciesului de petrol al Oligocenului, în partea superioară a Oligocenului din Autohton se întâlnesc gresii verzi silicioase, asemănătoare Gresiei de Lucăcești, și marne cenușii, ceea ce denotă reveniri episodice în marea oligocenă a condițiilor de sedimentare caracteristice faciesului de Fliș, dând naștere alternativ la depozite sapropelice și la depozite flișoide.

Oligocenul nu prezintă variații sensibile de facies laterale ca Eocenul; totuși prezintă unele mici deosebiri care vor fi menționate la orizonturile respective.

Pe când Oligocenul pânzei, după cum am arătat, este constituit din patru orizonturi, Oligocenul Autohtonului este alcătuit din următoarele cinci orizonturi: Gresia de Fierăstrău, menilite inferioare și marne calcaroase bituminoase, disodile inferioare, Gresia de Kliwa și disodile și menilite superioare.

Lipsa orizontului superior al Oligocenului pânzei, după cum am arătat, se datorește eroziunii și nu unei lacune stratigrafice.

1. *Gresia de Fierăstrău.* Acest orizont prezintă variații de facies laterale.

În Subzona marginală externă este constituit din șisturi marno-calcaroase, gresoase, cu aceeași constituție ca și cele din Oligocenul pânzei; are grosimea de 5—10 m, din care cauză n'a fost cartat.





În Subzona marginală internă, în acest orizont, care ajunge la 20—30 m grosime și deci a putut fi cartat, se intercalează mai întâi gresii curbicorticeale, apoi Gresia de Fierăstrău, absolut identice cu cele din pânză.

Gresia curbicorticală prezintă, ca material detritic, granule de cuarț, iar ca minerale autigene se întâlnește mult glauconit, cca 5 % din masa rocei.

Cimentul este alcătuit din  $\text{CaCO}_3$ .

Gresia de Fierăstrău are materialul detritic reprezentat prin granule de cuarț, mai puțin colțuroase, și rare fragmente de șisturi verzi.

Ca minerale autigene se întâlnește puțin glauconit, iar cimentul este calcaros.

2. *Menilite inferioare și marne calcaroase, bituminoase.* Acest orizont este constituit la bază din menilite groase de 5—10 m, iar la partea superioară din marne calcaroase, bituminoase, care formează un pachet gros de 20—30 m.

Menilitele inferioare se prezintă în strate subțiri, cu o grosime de strat de maximum 10 cm, sunt de culoare neagră în spărtură proaspătă, albe prin expunere, din cauza oxidării materiei organice.

Materia organică fiind răspândită în zone paralele, menilitele capătă un aspect rubanat.

Se prezintă foarte încrețite, spre deosebire de marnele calcaroase, bituminoase, de deasupra.

În secțiuni subțiri se observă o masă de calcedonit, în care apar zone paralele de substanță bituminoasă și diaclaze umplute cu cuarț secundar.

Ca minerale autigene se întâlnesc rare cristale și globule de pirită.

Marnele calcaroase, bituminoase, prezintă, ca material detritic, foarte rare granule mici de cuarț, colțuroase, și paiete de muscovit.

Mineralele autigene sunt reprezentate prin rare granule de glauconit, de dimensiuni reduse, și pirită cu sferule dispersate în masa rocei.

Masa fundamentală este constituită din  $\text{CaCO}_3$  criptocristalin și puțină argilă pigmentată în brun deschis, de o substanță bituminoasă dispusă în zone neregulate.

Acest orizont prezintă caractere constante și constituie deaceia un orizont-reper, ca și în pânză, în stratigrafia Oligocenului.

Fiind constituit din roce dure, joacă rol în morfologie; toate râurile, când trec prin acest orizont, își îngustează văile și dau naștere la cascade și repezișuri. Punctul « La Săritoare » (V. Cașinului) este constituit din marne calcaroase, bituminoase, care prezintă în masă elemente verzi, colțuroase.

În Subzona internă, atât în bazinul Putnei cât și al Oituzului, marnele calcaroase, bituminoase, prezintă elemente verzi și o mulțime de cochilii stri-



vite de Lamellibranchiate, devenind un adevărat lumachelle, ceea ce denotă un episod mai propice vieții, în marea oligocenă.

În bazinul Putnei se întâlnesc continuu, din piscul Piatra Albă și până în P. Greșu. Deasemenea, au fost întâlnite de către noi și la fundul Putnei (gura Pârâului Zburătura) pe flancul de W al cutei-falii P. Alb.

În bazinul Oituzului acest lumachelle se dezvoltă la fundul Pârâului Haloș, în axa celor două anticlinale secundare ale anticlinalului Plaiul Runcului — D. Păcuri, cât și pe P. Rotăriei.

Acest lumachelle a fost descris pentru prima dată în 1887 de J. v. MATYASOVSKI, care l-a găsit în bazinul Haloșului, foarte aproape de piscul Runcul Mare, sub formă de blocuri pline cu sfărâmături de Moluște nedeterminabile, între care s'ar recunoaște totuși fragmente de *Cardium* (fide БӨCKH, 34, p. 76).

Acelaș lumachelle este menționat și de J. БӨCKH în 1900 (34, p. 183).

Deși niciunul din acești cercetători nu a văzut roca *in situ*, ci sub formă de blocuri, amândoi consideră că acest lumachelle ar proveni dintr'o intercalație în șisturile menilitice.

În 1923, G. MACOVEI și I. ATANASIU întâlnesc lumachelle și pe P. Rotăriei (V. Oituzului), pe care-l descriu ca « blocuri marnoase cu *Mactra* » și sunt de părere că aparțin cu siguranță Sarmațianului (21, p. 43) și că ar proveni dintr'un depozit aparținând Sarmațianului situat în bazinul de alimentație al Pârâului Rotăriei.

În bazinul Putnei, acest lumachelle a fost descris pentru prima dată de S. ATHANASIU, în raportul pe 1908 « ca blocuri destul de mari de un conglomerat verde, moale, mărunț, plin de scoici » găsite rulate pe V. Lepșei; este de părere că provine probabil din strate senoniene sau bartoniene din apropiere (3, p. XXXII).

În 1912, BOTEZ citează și el această rocă în V. Lepșei, pe care a găsit-o împreună cu S. ATHANASIU și o descrie « ca un conglomerat mărunț cu fragmente de roce verzi și fragmente de scoici » (53, p. 38).

În 1937, ȘT. MATEESCU menționează și el această rocă rulată pe V. Lepșei « ca un conglomerat calcaros cu *Ervilia podolica* »; trage concluzia că ar exista lambouri de transgresiune sarmațiene, de unde roca ar fi originară (54, p. 77).

În anul 1938 am găsit pentru prima dată acest lumachelle *in situ*, intercalat în marnele calcaroase, bituminoase din Piscul Piatra Albă (Muntele Macrădeu).

Mai târziu, tot în 1938, fiind vizitat în regiune de D. M. PREDA și făcând împreună o excursie pe V. Leșunțului și fundul Haloșului, am întâlnit aceeași rocă în bazinul Haloșului.





D. M. PEDA era de părere că totuși aparține Sarmațianului, trăgând de aici și concluzii de ordin tectonic și anume că Pânza de Tarcău este post-sarmațiană.

În 1941 (28, p. 32) am arătat că această rocă aparține Oligocenului (fără să fi știut atunci că acest fapt fusese presupus și de J. v. MATYASOVSKY și J. BÖCKH, cu 50 de ani în urmă) și anume este o intercalație în marnele calcareoase, bituminoase.

3. *Disodile inferioare*. Se prezintă cu caracterele cunoscute din pânză; pe anumite zone, cum ar fi în V. Cașinului, în aval de « La Săritoarea », prezintă intercalații de conglomerate cu elemente verzi.

4. *Gresia de Kliwa*. După cum am arătat și la stratigrafia Oligocenului pânzei, între disodile și Gresia de Kliwa este trecere gradată, ceea ce face ca limita între aceste orizonturi să fie arbitrară.

Orizontul Gresiei de Kliwa pare să fie mai gros în Subzona internă, unde atinge grosimea de 150—200 m, pe când în Subzona externă, pe anumite locuri (Muntele Andrișoaia), grosimea este numai de 50—70 m.

Trecerea gradată dintre disodilele inferioare și Gresia de Kliwa se observă și la partea superioară a orizontului. Disodilele încep să se intercaleze mai întâi în strate subțiri, apoi din ce în ce mai groase, pentru că în orizontul următor disodilele să fie aproape lipsite de intercalații gresoase.

Dat fiind acest fapt, orizontul Gresiei de Kliwa nu mai poate fi considerat decât ca un episod psamitic în faciesul sapropelic al mării oligocene.

Împărțirea Oligocenului din Carpații Orientali în trei diviziuni, adoptată de majoritatea geologilor români, dintre care ultima era reprezentată prin orizontul Gresiei de Kliwa, nu mai poate dăinui.

În secțiuni subțiri, materialul detritic este reprezentat prin cuarț de dimensiuni variate, predominând elementele nerotunjite al căror diametru se menține între 50—100 micrometri.

Elementele groasere de cca 350 micrometri au contur mai regulat. Se mai observă rare fragmente de feldspat plagioclas acid.

Ca minerale autigene se întâlnesc rare granule de glauconit și oxid de fier. Cimentul nu se observă.

5. *Disodile și menilite superioare*. Acest complex este constituit la bază din disodile ce formează un pachet de cca 100—150 m grosime, după care urmează un orizont flișoid, constituit din gresii cuarțoase cu hieroglife aciculare și marne cenușii-verzui, gros de cca 20 m și apoi menilite superioare groase de 20—30 m.



Peste menilitele superioare, urmează al II-lea orizont flișoid de 5—10 m grosime, cu intercalații de calcare sideritice, și în sfârșit seria oligocenă se termină cu marne și conglomerate cu elemente verzi de 15—20 m grosime.

Disodilele superioare au aceeași constituție ca și disoldilele inferioare, de care se deosebesc prin prezența unor concrețiuni calcaroase sideritice și care la partea superioară formează chiar strate.

a) Gresiile cuarțitice cu hieroglife aciculare au materialul detritic constituit din cuarț și foarte puține paiete de muscovit, iar ca minerale autigene se întâlnește puțin glauconit.

b) Menilitele superioare, spre deosebire de cele inferioare, prezintă material detritic cca 5—8% din masa roci, constituit din cuarț și rare paiete de muscovit.

Masa fundamentală pare a fi alcătuită din opal și argilă. În această masă se observă crăpături transversale umplute cu calcedonit; deasemenea, se mai observă și granule mărunte de calcedonit, îndeosebi în apropierea diaclazelor.

Substanța bituminoasă, spre deosebire de menilitele inferioare, nu se prezintă în zone, ci este răspândită uniform în toată masa.

c) Marne cenușii. Materialul detritic este slab reprezentat prin granule mici de cuarț și paiete de muscovit.

Ca minerale secundare se observă limonit rezultat din oxidarea piritei.

Masa fundamentală este alcătuită din  $\text{CaCO}_3$  și argilă.

d) Gresie impregnată. Materialul detritic este reprezentat prin cuarț care constituie 80—90% din masa roci.

Ca minerale autigene se întâlnește glauconit.

Cimentul este constituit din  $\text{CaCO}_3$  împreună cu materia organică.

e) Conglomerat cu elemente verzi. Materialul detritic este alcătuit din fragmente de șisturi și granule de cuarț rulate.

Cimentul este calcaros.

Acest orizont superior al Oligocenului este destul de eterogen, neputându-se stabili o succesiune unică pentru întreg Autohtonul. Astfel, la confluența Pârâului Iauruș cu Putna, peste menilite superioare și conglomerate cu elemente verzi, urmează alte menilite superioare și apoi Miocenul. Deasemenea, în sinclinalul Condratu, peste conglomerate cu elemente verzi urmează menilite superioare.

Primele date geologice asupra depozitelor oligocene ale Autohtonului revin lui HERBICH, care în 1878 descrie Gresia de Kliwa din regiunea Poiana Sărată (V. Oituzului) sub denumirea de gresia albă « Weisser Sandstein » și o compară cu Gresia de Wama a lui PAUL, însă spre deosebire de acesta, care o considera cretacic-inferioară, HERBICH o atribuie Cretacului superior (12, p. 216—251).





În 1879, PAUL și TIETZE, referindu-se la șisturile menilitice pe care HERBICH le considerase provizoriu cretacic-superioare, le atribuie cu siguranță Eocenului și mai puțin sigur Oligocenului, iar « Gresia albă » a lui HERBICH o compară mai degrabă cu gresia descrisă în Muntele Kliwa, decât cu Gresia de Wama, așa cum făcuse HERBICH (17, p. 203—204).

În 1880, TSCHERMAK aseamănă șisturile menilitice din regiunea Băile Slănicului cu Stratele de Șipote ale lui PAUL și le consideră cretacic-superioare (18, p. 18).

În 1883, COBĂLCESCU paralelizează șisturile disodilice « formațiunea menilitică », cu « Stratele cu solzi » dela Ileanda, ale lui HOFMANN, de vârstă oligocen-medie, iar Gresia de Kliwa este denumită « Gresia de Măgura », după Gresia de Măgura a lui PAUL (6, p. 62—70) și le consideră de vârstă oligocen-superioară.

În 1894, A. KOCH descrie Gresia de Kliwa dela Poiana Sărată și vede în ea un echivalent al etajului aquitanian (55, p. 355, 356—388).

În 1887, SABBA ȘTEFĂNESCU consideră șisturile disodilice dela Coza și Andrișoaia, eocen-superioare, iar Gresia dela Coza și Andrișoaia o paralelizează cu Gresia de Kliwa și o consideră probabil oligocenă (56, p. 85).

Tot în 1897, TEISSEYRE introduce denumirea locală de Gresia de Tisești, remarcând în același timp echivalența cu Gresia de Kliwa din Galiția.

Prin lucrările lui SABBA ȘTEFĂNESCU și TEISSEYRE termenul de Gresie de Kliwa a fost definitiv introdus în terminologia geologică română.

Din profilele lui TEISSEYRE [gura Pârâului Dobrului, Băile Slănic, biserica din Hârja (V. Oituzului)] reiese că ceea ce noi considerăm orizont superior al Oligocenului cu conglomerate verzi, era atribuit de el Stratelor de Tg. Ocna (Oligocen inferior—Eocen superior) (16, p. 569—602).

Tot Eocenului a fost atribuit orizontul superior al Oligocenului dela gura Pârâului Dobrului, de D. M. PREDA și G. MACOVEI în 1934 (25, harta) ca și de I. POPESCU-VOITEȘTI în 1936 (57, p. 74).

Paralelizarea șisturilor disodilice din Carpații orientali cu Stratele de Ileanda, de vârstă oligocen-medie, de către COBĂLCESCU, a fost acceptată aproape de majoritatea geologilor români.

Gresia de Kliwa reprezenta termenul superior al Oligocenului, cu toate că în Polonia aceeași gresie nu reprezenta decât o intercalație în șisturile disodilice, după cum reiese din lucrările apărute în 1927 ale lui TOLWINSKI (58, p. 139) și SWIDERSKI (59, p. 113).

Faptul că geologii români considerau Gresia de Kliwa ca ultimul termen al Oligocenului a determinat pe SWIDERSKI să facă paralelizarea greșită dintre Gresia de Kliwa din Carpații orientali românești, cu Stratele de Polonica și Stratele de Krosno din Carpații polonezi (59, p. 114).



Interpretarea Gresiei de Kliwa ca orizont superior al Oligocenului pornea dela faptul că profilele studiate nu erau profile stratigrafice complete. Numai unde Oligocenul este acoperit de Miocen, cum este cazul în Zona marginală din regiunea noastră, se pot trage concluzii juste, demne de adevărata succesiune a Oligocenului.

Noi am arătat în 1941 (28, p. 93) că la partea superioară a Oligocenului Autohtonului din regiunea dintre Cașin și Putna se dezvoltă un orizont superior, constituit din disodile și menilite superioare, cu intercalațiuni de marne și conglomerate verzi.

Acest fapt, pe vremea aceea primit cu oarecare rezervă de unii geologi, s'a confirmat pe deplin prin studii ulterioare.

Pentru noi, această nouă succesiune a Oligocenului a constituit cheia de boltă a întregului edificiu tectonic al regiunii noastre.

#### D) MIOCENUL (STRATELE DE HÂRJA)

Miocenul este reprezentat în Autohton numai prin Stratele de Hârja. Aceste strate constitue cele mai noi depozite întâlnite în Autohton, care se aștern peste orizontul disodilelor și menilitelor superioare și nu peste Gresia de Kliwa, cum greșit s'a crezut.

Aceste strate sunt constituite dintr'un complex detritic marno-gresos-conglomeratic, cu roce de concentrațiune chimică în baza sa, reprezentate prin gips și sare.

În legătură cu izvoarele sărate, care foarte probabil trădează masive de sare în adâncime, apare o formațiune *sui generis*, denumită argila sau breția sării.

Această formațiune conține, diseminate în desordine, într'o matrice marno-argiloasă, mai ales elemente de șisturi verzi și calcare cu Nummuliți mari; deasemenea, se mai observă în breție și gips secundar, eflorescențe și cruste de sare.

După G. MURGEANU<sup>1)</sup> formațiunea aceasta ar reprezenta un depozit fluvio-lagunar.

Breția sării apare bine dezvoltată la marginea de E a Autohtonului și anume la Grozești (V. Oituzului), pe P. Calasău sub Piscul Slatinei (V. Cașinului), dar mai ales pe V. Putnei, la Tulnici.

Deasemenea se mai întâlnește și în interiorul Autohtonului ca pe V. Lepșei (Pichetul de iarnă) și pe V. Leșunțului (Poiana Bușii).

Depozitele detritice sunt reprezentate prin conglomerate verzi, cu ciment constituit din  $\text{CaCO}_3$  sau gips, marne roșii, gresii cu elemente verzi, gresii feldspatice cu aspect de molasă (Gresia de Condor) și marne cenușii.

<sup>1)</sup> Comunicare orală.





Culoarea orizontului este în general roșcată, totuși nu lipsesc roce cenușii ca și verzi.

a) *Conglomerate verzi*. Materialul detritic este constituit, în părți egale, din fragmente de șisturi verzi și din granule de cuarț.

Cimentul este constituit din gips.

b) *Marne roșii*. Materialul detritic este reprezentat prin granule de cuarț și paiete de muscovit.

Masa fundamentală este formată din  $\text{CaCO}_3$  și argilă pigmentată cu oxid feric.

c) *Gresie marnoasă*. Materialul detritic este constituit din fragmente de șisturi verzi cu granule de cuarț.

Ca minerale autigene se întâlnesc foarte rare granule de glauconit.

Cimentul este marnos și pigmentat cu o mare cantitate de oxid feric.

d) *Gresia conglomeratică de Condor*. Materialul detritic este constituit din fragmente de șisturi cristaline (gneisse, cuarțite) probabil de origină carpatică, granule de cuarț și fragmente mari de feldspați.

Cimentul este calcaros.

Uneori, gresiile au feldspat destul de mult, prezentând și materii cărbunoase încât capătă caracter de molasă.

e) *Marne nisipoasă*. Materialul detritic este reprezentat prin frecvente granule de cuarț și rare paiete de muscovit.

Ca minerale autigene se întâlnesc sulfură de fer și puțin glauconit.

Masa fundamentală este constituită din  $\text{CaCO}_3$ , argilă și materii vegetale încarbonizate.

Stratele de Hârja constituie în basinul Oituzului șapte zone :

Zona I, la fundul Slănicului; Zona a II-a, pe P. Dobrului; Zona a III-a, pe P. Cernica; Zona a IV-a, care este cea mai bine dezvoltată, constituie sinclinalul Hârja—Poiana Sărată; Zona a V-a se întâlnește la E de Coama lui Martin, ce de fapt constituie flancul de W al sinclinalului Plaiul Măguricii — D. Puica, sinclinal care în D. Păcuri se unește cu sinclinalul Hârja, acoperind capătul de N al anticlinalului Plaiul Runcului — D. Păcuri; Zona a VI-a se întâlnește pe P. Groapa Zâmnicelor și în sfârșit Zona a VII-a, la marginea de E a Autohtonului.

În bazinul Putnei se întâlnesc trei zone formate din Strate de Hârja: Zona I, la confluența Putnei cu Iauruș, ce formează umplutura sinclinalului Tabla și care este corelativul sinclinalului Hârja din bazinul Oituzului; Zona a II-a se întâlnește în bazinul Lepșei (Pichetul de iarnă) și Zona a III-a, la marginea de E a Autohtonului (cătunul Coza).

Stratele de Hârja sunt legate stratigrafic ca și tectonic de Autohton.



În bazinul Oituzului ele sunt mai dezvoltate ca în bazinul Putnei, datorită faptului că aici Autohtonul suferă o scufundare axială, pe când în bazinul Putnei Autohtonul se ridică axial, dând posibilitate eroziunii să îndepărteze sedimentele mai noi.

Primele relațiuni asupra Miocenului din regiunea noastră sunt datorite lui STACHE și datează din 1863. Ele sunt foarte sumare și se referă la depozitele dela Poiana Sărată (60, p. 290).

Deasemenea, mai găsim Miocenul dela Poiana Sărată menționat de HERBICH în 1878 (12, p. 214) și de PAUL și TIETZE în anul 1879 (17, p. 202).

« Sarea » din bazinul Putnei este menționată pentru prima dată de GR. ȘTEFĂNESCU în 1885 și considerată de vârstă eocenă (15, p. 6—28).

Studii mai detaliate întâlnim la TEISSEYRE în 1897, pentru care sarea din Fliș avea două vârste și anume: o sare de vârstă paleogenă « Palaeogene Salzthon-Facies » ca aceea dela marginea Flișului, iar o altă sare de vârstă miocenă « Miocäne Salzformation » ca aceea dela Hârja (16, p. 569—577).

Ideea aceasta a lui TEISSEYRE, că sarea din Fliș ar fi mai veche decât Miocenul, a fost împărtășit și de L. MRAZEC până în anul 1910, iar în timpurile din urmă a fost susținută numai de I. POPESCU-VOITEȘTI (57, p. 83).

În ceea ce privește poziția tectonică a Miocenului din Fliș, L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI, în 1910, sunt de părere că Miocenul dela Hârja reprezintă o fereastră în Pânza marginală (20, p. 43, profil).

În 1923, G. MACOVEI și I. ATANASIU arată că Miocenul dela Hârja nu poate fi privit ca o fereastră a Pânzei marginale, ci ca sinclinale de Miocen prinse între culele anticlinale ale Zonei marginale (21, p. 53).

În 1934, G. MACOVEI și D. M. PREDA consideră sinclinalul dela Hârja ca stând normal peste Zona marginală, iar Miocenul de pe P. lui Stroe, ca apărând în fereastră de sub Pânza marginală (25, harta).

În anul 1943, I. ATANASIU este de părere că Miocenul care se găsește în domeniul « Pânzei marginale » se prezintă din punct de vedere tectonic sub două aspecte:

Miocen intramarginal, care stă normal peste Gresia de Kliwa, care după acest autor reprezenta termenul final al Oligocenului, și

Sedimente miocene, care ar apărea în ferestre și deci nu aparțin « Pânzei marginale » (27, p. 22).

În 1941, noi am arătat că Miocenul din Zona marginală, împreună cu sarea, se găsește în poziție normală peste Oligocen, reprezentat prin orizontul superior constituit din disodile, menilite superioare cu intercalații de conglomerate verzi și aparțin atât stratigrafic, cât și tectonic, Zonei marginale.



El apare în ferestre numai față de Pânza de Tarcău, nu și față de Zona marginală, contrar părerii lui L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI din 1910 și în parte și a lui G. MACOVEI și D. M. PREDA din 1934.

Limita superioară a Stratelor de Hârja nu este o limită stratigrafică, ci o limită de eroziune, așa că nu ne putem da seama dacă acestea reprezintă cel mai nou termen depus în marea miocenă de pe amplasamentul carpatic, sau dacă nu cumva lipsesc orizonturile mai noi (orizontul cenușiu), din cauza eroziunii, care se pare că ar fi existat înainte de formarea Pânzei de Tarcău.

Dat fiind faptul că se constată continuitate de sedimentare între Oligocen și Miocen și luând în considerare și faptul că Stratele de Hârja se întâlnesc și în Zona neogenă, unde suportă orizontul cenușiu, considerat în genere de vârstă helvețiană, am atribuit Stratelor de Hârja vârsta aquitanian-burdigaliană.

### III. ZONA NEOGENĂ

Zona neogenă se dezvoltă la marginea de E a Flișului.

Având în vedere considerente stratigrafice și tectonice, Zona neogenă se poate împărți în două Subzone: Subzona saliferă și Subzona sarmato-pliocenă.

În adevăr, Subzona saliferă este constituită din depozite oligocene și miocene și numai accidental, și din depozite sarmato-pliocene, pe când Subzona sarmato-pliocenă este constituită în exclusivitate din depozite sarmato-pliocene.

Din punct de vedere tectonic, Subzona saliferă este constituită dintr-o serie de cute-falii deversate spre E, pe când Subzona sarmato-pliocenă se prezintă sub aspectul unui mare monoclin cu flancul de W mai ridicat.

#### A) SUBZONA SALIFERĂ

Subzona saliferă este constituită din depozite ce aparțin Oligocenului, Aquitanian-Burdigalianului (Strate de Hârja), Helvețianului (Orizontul cenușiu) și Tortonianului (Gresia de Răchitașu).

#### 1. OLIGOCENUL

Oligocenul este reprezentat numai prin orizontul superior, constituit din disodile superioare, menilite superioare și conglomerate cu elemente verzi.

Oligocenul apare la Tulnici (V. Putnei), pe o zonă lungă de 2 km și lată de 200 m, constituind sâmburele anticlinalului Tulnici, cu flancurile alcătuite din Strate de Hârja.



## 2. STRATE DE HÂRJA (AQUITANIAN-BURDIGALIAN)

Acest orizont prezintă aceleași caractere ca și în Autohton; singura deosebire ar fi numai că Gresia feldspatică de Condor nu se mai întâlnește, iar culoarea roșie este mai răspândită în Subzona saliferă.

În cadrul regiunii studiate se pot separa cinci zone, orientate aproape pe aliniamentul N-S:

Zona I, și cea mai vestică, apare în V. Oituzului, între satele Bogdănești și Filipești, la confluența cu P. Călugărița, se continuă spre S, pe la E de D. Potârcă, în V. Curiței (La Păun), în V. Sărățelului la W de Piscul Înalt (494 m), în P. Cașin, la confluența cu P. Calasău; zona dispăre la fundul Pârâului Ciurbelor, însă re apare mai la S de Soveja, în P. Sărata, la E de confluența cu P. Sociu, de unde se continuă spre S, atingând V. Putnei la punctul numit Râpa Roșie.

Dealungul acestei zone se eșalonează o serie de manifestațiuni saline, cu eflorescențe și puternice izvoare de NaCl.

În V. Oituzului, pe malul de N, în fața gurii Pârâului Călugărița, apar izvoare de NaCl; în mijlocul zonei de Strate de Hârja se observă brexia sării, constituită din argilă cu gips primar și gips secundar, cu aspect de brechie, cu bogate eflorescențe de NaCl și cu elemente verzi, rulate, de dimensiuni mici.

La fundul Pârâului Pietrosu și pe P. Curița, sub D. Căciulii, se găsesc două izvoare sărate, întovărășite de abundente elemente verzi; de asemenea la fundul Pârâului Sărățelul apare un izvor sărat cu puține elemente verzi.

Pe P. Sărata, la S de Soveja, apare un izvor sărat, ca și pe V. Putnei, unde este întovărășit de brexia sării.

Zona a II-a, mai scurtă, se observă la W de confluența Pârâului Chiua cu Chilugelu, care se continuă spre S pe la W de segmentul N—S al Pârâului Cărligata și intersectează V. Putnei pe la mijlocul șesului Tulnici.

Zona a III-a se observă la marginea de E a Subzonei salifere, în N regiunii, începând din P. Cuciur, la W de șoseaua Onești Cașin, pe P. Curița, chiar lângă șosea, în V. Cașinului la W de confluența Rusului, de asemenea în V. Haloșul Mare, până la P. T. D. Putna, de unde părăsește valea și re apare în P. Haloșul Puturos, iar de aci, pe la fundul Pârâului Dalmaciu, se continuă spre S în V. Sușiței, la confluența Pârâului Dumicuș, pe la Vestul Răchitașului în P. Tighitău, intersectând V. Putnei la Negrilești (gura Pârâului Satului).

Dealungul acestei zone, manifestațiunile saline sunt slabe, apărând un izvor sărat în V. Curiței și pe pârâul ce coboară în Haloș din cota 439 a D. Pucna.

Zona a IV-a se observă în regiunea noastră numai la S de Răchitașu, continuându-se spre S pe la comuna Țopești.



Zona a V-a apare în V. Șușiței, la E de gura Pârâului Rotilaș și se continuă pe la W D. Lozei, prin P. Căușilor până în V. Putnei, la comuna Valea Sării.

Făcând abstracție de depozitele oligocene, Stratele de Hârja constituie formația de subasment a Subzonei salifere, pe când în Fliș aceleași Strate de Hârja, după cum am văzut, reprezintă cuvertura Autohtonului Pânzei de Tarcău.

### 3. ORIZONTUL CENUȘIU (HELVEȚIAN)

Orizontul cenușiu, care constituie în majoritate Subzona saliferă, este format dintr'un complex marnos, cu intercalații de gresii și gipsuri, în care cu greu se poate pune ordine, date fiind variațiile de facies și trecerile insensibile pe verticală.

În Sudul regiunii, acest complex la bază este marnos, șistos, cu slabe intercalații de gresie; către partea mijlocie este gresos, dezvoltându-se gresii calcaroase, în bancuri, de culoare galbenă, iar la partea superioară devine din nou marnos cu intercalații puternice de gipsuri. În legătură cu acestea apar în mod secundar șisturi marnoase bituminoase.

În Nordul regiunii, gipsurile puternice se dezvoltă în orizontul de bază, care aci este mai mult gresos.

În general se poate spune că sunt două orizonturi de gipsuri: unul inferior, peste Stratele de Hârja și altul superior, sub Gresia de Răchitașu.

Sunt de menționat, în orizontul cenușiu, marne argiloase, șistoase, roșii, distincte de cele din Stratele de Hârja, neavând elemente verzi.

Gipsurile se prezintă în majoritatea cazurilor ca intercalații subțiri precum și sub formă de bancuri cu dezvoltare lenticulară. Când conțin argilă au o culoare cenușie și sunt mai rezistente. Uneori gipsul este curat, zaharoid, alteori gipsul este fibros, ca un produs secundar al apelor de circulație.

Prezintă forme de disoluție: Karren, doline (la Lacul Vacotei).

### 4. GRESIA DE RĂCHITAȘU (TORTONIAN INFERIOR)

În D. Răchitașu, ca și în alte părți, Orizontul cenușiu este acoperit discordant de un complex ce nu întrece în Răchitașu grosimea de 100 m, constituit din tufite și gresii calcaroase. Tufitele sunt de culori variate: verzi, albe și cenușii. Ele constituie în D. Răchitașu două nivele, separate printr'o intercalație de gresie, groasă de 4 m.

Grosimea nivelului inferior de tufite, care sunt mai gresoase, este de 25 m, iar a celui superior, care este verde și mai fin, este de 5 m. Tufitele conțin Globigerine.



Peste tufitele superioare se dezvoltă Gresia de Răchitașu, care este o gresie calcaroasă, albă, în bancuri dela câțiva decimetri până la peste 5 m și chiar masivă, cu hieroglife. Se remarcă varietăți mai fine, altele din contra sunt mai grosiere, chiar conglomeratice, când prezintă elemente verzi remaniate.

Se mai observă ca intercalații marno-calcare de culoare albă, cu spărtura concoidală, cu Globigerine.

Megascop se observă pe suprafețele bancurilor de gresie următoarea faună: Nummuliti, Bryozoare, Coralieri, Lithothamnium, Cardii, pedunculi de Crinoide, Serpule, Turritela și dinți de Pești.

În secțiuni subțiri, gresia de Răchitașu prezintă materialul detritic constituit în majoritate din cuarț, precum și din fragmente de marno-calcare, fragmente de șisturi verzi, fragmente de feldspat și granule de glauconit.

Ca minerale autigene se întâlnește glauconit, care uneori substituie cimentul.

Resturile organice sunt reprezentate prin Globigerine, fragmente de Nummuliti și Orthophragmine, Melobesiee (Lithothamnium), radiole, Bryozoare, Rotalide și Miliolide și tuburi de Serpule.

Caracterele Nummulitelor și Orbitoizilor sunt de remaniere, întrucât apar în majoritatea cazurilor sub formă de fragmente, jucând rol de material detritic.

Cimentul este constituit din  $\text{CaCO}_3$  granular.

Roca este o gresie calcaroasă cu Lithothamnium.

Tufitele prezintă mult material detritic, reprezentat prin fragmente de cuarț și feldspat plagioclaz acid.

Masa tufitului este alcătuită în majoritate din fragmente colțuroase de sticlă, care începe să se devitrifice pe margine.

Ca organisme se întâlnesc spicule de Spongieri și puține Globigerine.

Marno-calcarele albe au ca organisme Globigerine, Rotalii, bucăți de frunze, iar masa fundamentală este constituită din  $\text{CaCO}_3$  granular.

Vârsta acestor depozite a fost mult discutată. Au fost descrise, pentru prima dată, de S. ATHANASIU, în raportul său pe anul 1908 (3), apoi de G. BOTEZ în 1912 (53), care au propus denumirea de Gresia de Răchitașu, atribuindu-i vârstă sarmațiană.

În 1923, I. POPESCU-VOITEȘTI atribue acestui complex vârsta eocen-oligocenă (61).

În același an (4), ca și mai târziu în 1929 (62) și 1937 (54), ȘT. MATEESCU consideră Gresia de Răchitașu de vârstă eocenă, bazându-se pe determinarea specifică a Nummulitelor și Orthophragminelor.

M. PAUCĂ, în 1934 (63), atribue Gresiei de Răchitașu vârsta eocenă și consideră Culmea Răchitașu ca formată din lambouri sinclinale, șariate peste Miocen, în timp ce ȘT. MATEESCU milita pentru o structură anticlinală,





În discuțiile asupra comunicării lui M. Paucă, dela Institutul Geologic, G. MACOVEI și D. M. PREDA au contestat existența Eoceanului, sub formă de lambouri, deasupra Mioceanului. Acești autori considerau stratele atribuite Eoceanului de M. PAUCĂ ca reprezentând intercalații în Miocen și având probabil o vârstă burdigaliană.

D. ȘTEFĂNESCU și-a exprimat părerea că în Răchitașu apare Tortonianul, ce stă normal pe Helvețian, în timp ce gresiile din Păcuri ar aparține Burdigalianului.

În 1938, reluând în studiu această problemă, noi am avut posibilitatea de a constata în Răchitașu intercalațiunile menționate de tufite și marno-calcarele cu Globigerine. Deasemenea, am mai observat că D. Răchitașu este tăiat într'un sinclinal normal cu flancul de E puțin mai redresat (flancul de E având înclinări de  $35^\circ$ , pe când cel de W are înclinări de  $25^\circ$ ).

Pe de altă parte, studiul secțiunilor subțiri arată o abundență de resturi de Lithothamnium, care apropie Gresia de Răchitașu de Miocen; tot acest studiu mai arată că Nummuliti și Orbitoidele au caractere de reamaniere, ele jucând rol de material detritic.

Bazat pe aceste observații, noi am atribuit Gresia de Răchitașu Tortonianului

Dealtfel, această vârstă a fost atribuită apoi și de M. PAUCĂ, în 1940 (64), pentru formațiuni asemănătoare în Sudul regiunii noastre.

Subzona saliferă care prezintă în V. Cașinului o lărgime de 8 km, iar în V. Șușiței de 10 km, este acoperită discordant, spre E, de depozite sarmațiene și meotiene, din mijlocul cărora apare pe P. Mirăoarei gipsuri, la N de Șușița, în axa unui anticlinal asimetric, cu flancurile constituite din depozite sarmațiene.

Acest anticlinal a fost remarcat pentru prima dată de S. ATHANASIU (3).

La S de P. Șușița, de sub depozite sarmațiene, apar gipsuri în D. lui Istrate și la W de P. Plopului; deasemenea pe P. Plopului, P. Alb și P. Păcurii apar gipsuri și Gresia de Răchitașu.

În ceea ce privește vârsta depozitelor miocene din Subcarpați, D. M. PREDA a separat în D. Clenciului, puțin mai la N de regiunea noastră, calcare recifale cu Lithothamnium, pe care le atribue Tortonianului (47, p. 462—463).

Tortonianului am atribuit și noi complexul de Răchitașu, având în vedere poziția geometrică superioară orizontului cenușiu, intercalațiunile de tufite și bogăția în Lithothamnium a complexului.

În ceea ce privește Orizontul cenușiu, l-am atribuit Helvețianului, deoarece se găsește încadrat între Stratele de Hârja, considerate aquitanian-burdigaliene și Gresia de Răchitașu, de vârstă tortoniană.



## B) SUBZONA SARMATO-PLIOCENĂ

Subzona sarmato-pliocenă se dezvoltă la E de Subzona saliferă, totuși depozitele ei impietează asupra acesteia, reducându-i lărgimea la jumătate, cum se observă pe paralelul Crimineți.

Această subzonă este constituită din depozite ce aparțin Tortonianului superior, eventual Buglovianului (Strate de Haloș-Sărățel), Sarmațianului și Pliocenului. Dintre depozitele pliocene, în regiunea noastră nu sunt reprezentate decât cele ce aparțin Meotianului.

### 1. STRATELE DE HALOȘ-SĂRĂȚEL (TORTONIAN SUPERIOR)

Pe P. Haloș, afluent al Cașinului și pe P. Sărățel, afluent al Șușiței, apare un complex marno-nisipos constituit din alternanță de marne cenușii, argiloase, micacee, cu gresii nisipoase, cu urme cărbunoase și chiar cu mici lentile cărbunoase și cu eflorescențe de sulfati.

La baza acestui complex, în bazinul Haloșului ca și pe P. Alb (Bazinul Vizantea), se dezvoltă șisturi bituminoase care în P. Alb conțin *Spirialis*.

În afară de aceste roce am mai întâlnit intercalații de tuf dacitic la gura Pârâului Păcurii (afluent al Haloșului), deasemenea, la fostul șantier Cașin, în P. Roșu și în P. Leurdei.

La Schela Cașin și pe P. Leurdei, tuful dacitic apare chiar la contact cu Sarmațianul.

Raporturile acestui orizont cu Gresia de Răchitașu nu sunt clare, deoarece asupra poziției lui stratigrafice nu putem spune decât că este mai vechi decât orizontul marnos cu Cardiacee și Ervilii al Sarmațianului, atribuindu-l în mod provizoriu Tortonianului superior sau eventual Bulgovianului.

### 2. SARMAȚIANUL

Sarmațianul este reprezentat printr'un complex detritic format din marne, gresii, conglomerate, pietrișuri și nisipuri, cu intercalații de roce organogene, ca lumachelle cu Mactre. Grosimea Sarmațianului o evaluăm la 450—550 m. În depozitele sarmațiene am distins două orizonturi: Orizontul inferior și Orizontul superior.

a) *Orizontul inferior* este constituit din marne argiloase cenușii-gălbui câteodată nisipoase, cu concrețiuni marnoase, sferoidale și slabe intercalații de gresii în plăci.

Grosimea acestui orizont, în Nordul regiunii, este de 20—30 m, pe când în Sudul regiunii depășește 100 m.

În marnele acestui orizont se întâlnesc Ervilii și Cardiacee,





b) *Orizontul superior*. În Nordul regiunii acest orizont. este constituit la bază din gresii calcaroase, albe, oolitice, ce se aseamănă cu Gresia de Răchitașu, câteodată conglomeratice, cum se observă la Schela Cașin.

Aceste gresii se alterează, dând naștere la nisipuri.

În unele locuri gresiile sunt galbene-ruginii din cauza oxizilor de fier și prezintă concrețiuni gresoase (trovanți), cum se găsesc pe Vf. Fețișoarei.

Deasemenea, gresiile sunt fosilifere în unele locuri, conținând *Mactre* mici și *Ceriți*, cum se află pe D. Hagiului și pe P. Sgăvârdan, un afluent al P. Mirăoarei

În Sudul regiunii noastre, peste Orizontul marnos se așează conglomerate.

Deasupra gresiilor și conglomeratelor se remarcă prezența unor marne cu fosile de apă dulce, printre care am distins genurile *Unio* și *Planorbis*.

Peste aceste gresii urmează un nivel de apă salmastră cu *Mactre* mari, format din marne calcaroase, gresii și lumachelle cu *Mactre* mari.

În acest nivel se întâlnește în gresii și material andezitic, cum am găsit la Moara dintre Arini, pe V. Șușitei.

Nivelul cu *Mactre* mari este acoperit de un al doilea nivel cu fosile de apă dulce, ce este constituit din marne nisipoase, cenușii-verzui, cu stratificație slabă.

În acest nivel am găsit: *Unio*, *Planorbis*, *Congerina*, *Neritine* și *Hydrobii*.

În sfârșit, ultimele depozite pe care le atribuim acestui etaj sunt reprezentate prin calcare marnoase, albe, ce conțin *Mactre* mici.

Orizontarea riguroasă a Sarmațianului în regiunea studiată este foarte anevoioasă, deoarece fauna pe care o conține este sporadică, și prost conservată, iar în ceea ce privește aspectul său petrografic, întâlnim variații laterale ca și longitudinale de facies.

După cum am arătat, se observă depozite cu faună de apă dulce atât sub orizontul cu *Mactre* mari cât și deasupra lui.

Deasemenea, prezența materialului andezitic nu este conducătoare, deoarece gresii andezitice se întâlnesc chiar sub nivelul cu *Mactre* mari.

Noi am considerat în mod convențional ca limită între Sarmațian și Meotian ultimul nivel care conține *Mactre* mici, peste care urmează gresii și tufuri andezitice, pe care le atribuim Meotianului,

În urma studiilor din Nordul regiunii noastre, D. M. PREDA atribuie, pe baze paleontologice, Sarmațianului inferior depozitele ce cuprind și *Mactre* mari.

Depozitele care se dezvoltă deasupra stratelor ce cuprind *Mactre* mari, întrucât au fosile de apă dulce, le atribuie Meotianului inferior sau admite că ar forma tranziția dintre Sarmațian și Meotian (47, p. 474).

Data fiind concordanța care există între depozitele sarmațiene și cele meoțiene (3, p. XXXIX), este logic ca să admitem existența Saramațianului superior, care ar fi reprezentat prin depozitele ce apar sub ultimele Strate cu Mactre mici, cu toate că prezintă faună de apă dulce, admitând astfel că Sarmatianul superior ar fi reprezentat în această regiune și printr'un facies de apă dulce.

Depozitele sarmațiene sunt dispuse în două zone: una la E de Subzona saliferă și alta chiar în Zona saliferă, despărțite între ele printr'o zonă în care aflorează gipsurile de pe V. Mirăoarei și dela W de P. Plopului.

Limita de W a Saramațianului este o limită de transgresiune, marcată prin discordanța unghiulară dintre Saramațian și Miocen, pe de o parte, cât și prin faptul că termenii inferiori ai Sarmatianului sunt depășiți de termenii săi superiori.

### 3. PLIOCENUL

Pliocenul se dezvoltă la E de zona sarmațiană, repauzând pe aceasta în mod concordant.

Depozitele pliocene sunt formate la bază din gresii, tufuri și aglomerate andezitice, peste care urmează o serie monotonă de marne și nisipuri cu fosile de apă dulce.

Partea inferioară a acestei serii, pe care o atribuim Meoțianului, am întâlnit-o cu toate acestea și mai la W, în Subzona saliferă, unde formează la N de V. Șușiței, umplutura sinclinalului de Sarmatian, care apare din D. Chinei până în Haloș.

## TECTONICA

Intrucât preocupările primilor cercetători erau mai ales de ordin stratigrafic, nu se poate vorbi de o concepție asupra tectonicii Flișului înainte de anul 1900.

Cu toate acestea, și înainte de sfârșitul secolului trecut întâlnim câteva date în legătură cu anumite probleme structurale.

Astfel, în anul 1879, PAUL și TIETZE, referindu-se la observațiile geologului francez COQUAND din anul 1867, asupra regiunii Tg. Ocna, care își exprimase părerea că sarea este mai veche decât șisturile menilitice, arată că sarea este de vârstă miocenă și că ideea lui COQUAND, după care sarea ar fi mai veche decât șisturile menilitice, este greșită.

Faptul că sarea se găsește sub șisturile menilitice este, după acești autori, o situație anormală și se datorește fenomenelor de răsturnare dela marginea





Flișului, « überkippte Schichtenstellung » (17, p. 202), așa cum se întâlnește și în Galiția.

Cu începutul secolului actual, preocupările tectonice se situează pe primul plan.

În 1907, UHLIG separă în Flișul Carpaților două unități structurale: Pânza beskidă, care corespunde Zonei interne și Zonei Gresiei de Tarcău separate astăzi, și Pânza subbeskidă, corespunzătoare astăzi Zonei marginale (65).

Tot în 1907, MRAZEC și TEISSEYRE (19), p. 5) împart Flișul din țara noastră în trei zone: Zona internă, Zona mediană și Zona externă, pe care MRAZEC în 1910 (20, p. 39—46) le interpretează ca fiind pânze de șariaj, denumindu-le astfel: Pânza Gresiei de Uzu (Tarcău), Pânza Gresiei de Fuzaru și Pânza marginală.

La această dată, tot MRAZEC este acela care emite, pentru prima oară, ideea că axul geosinclinalului Flișului carpatic s'a deplasat continuu spre Vorland, deplasare ce a fost provocată de scufundarea treptată a acestuia și că această deplasare este cauza formării pâzelor de șariaj, amintite mai sus.

În aceeași lucrare din 1910 găsim primul profil geologic în care se reflectă concepția pânzelor de șariaj în țara noastră, profil făcut de MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI pe V. Oituzului (20, p. 43).

Din acest profil reiese că Pânza Gresiei de Uzu (Tarcău) se întinde la W de Poiana Sărată, iar Pânza marginală s'ar întinde dela Poiana Sărată până la Grozești și ar fi formată din mai mulți solzi prin recutare și fenomene de rabotaj. De sub Pânza marginală ar apare în ferestre depozitele miocene dela Hârja.

Pânza Gresiei de Fuzaru ar fi reprezentată prin gresiile care formează D. Puica.

În raportul pe anul 1908, S. ATHANASIU separă în Flișul dintre Cașin și Putna două zone: Zona internă și Zona marginală.

Zona internă este caracterizată prin prezența Gresiei de Tarcău, iar Zona marginală este constituită din Oligocen, Eocen superior (Bartonian), Senonian probabil, la care se mai adaugă Stratele de Tisaru, de vârstă mai veche decât Senonianul.

În privința tectonicii, S. ATHANASIU este de părere că marginea Zonei interne ar încăleca peste Zona marginală.

Referitor la tectonica Zonei marginale, părerile lui S. ATHANASIU se contrazică.

Deși este de părere că depozitele miocene din interiorul Zonei marginale ar apărea în ferestre, ca la fundul Buciașului și pe V. Lepșei (3, p. XVI și XLVI), totuși recunoaște că există raporturi normale între Oligocenul Zonei marginale și Miocenul dela marginea Flișului.



În V. Putnei, după S. ATHANASIU, raporturile dintre Oligocen și Salifer sunt normale (3 p. XXXIV).

În 1911, MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI publică prima sinteză asupra pânzelor Flișului carpatic, în care deosebesc șase pânze de supracutare, pe care le clasifică în două categorii: « pânze interne », situate la W și care reprezintă în constituția lor petrografică material carpatic, și « pânze marginale », formate din material extracarpatic.

Pânzele interne sunt reprezentate după acești autori prin: Pânza conglomeratelor de Bucegi, Pânza Gresiei de Siriu, Pânza marnelor roșii senoniene și Pânza Gresiei de Fuzaru.

Pânzele marginale erau reprezentate prin: Pânza marginală și Pânza pericarpatică.

Pânza marnelor roșii senoniene, care stratigrafic ține de Pânza Gresiei de Siriu, s'ar desvolta numai la W de Teleajen, iar la E aceste marne apar încleștate între marginea frontală a Pânzei Gresiei de Siriu și Autohtonul său, fiind reprezentate în V. Oituzului prin marnele roșii ce apar la gura Pârâului Lupchianu (8, p. 538—543).

În 1920—1923, G. MACOVEI, studiind V. Bistriței, V. Oituzului și V. Slănicului, separă două zone: Zona internă și Zona marginală.

În Zona internă deosebește două subzone: una la interior, constituită din seria Cretacicului inferior, inclusiv Apțianul și altă zonă la exterior, alăturată Zonei marginale, alcătuită aproape numai din depozite senoniene.

Cele două subdiviziuni sunt separate de o dislocație longitudinală, față de care subzona exterioară constituită din Senonian apare ca o treaptă mai scoborită față de Zona interioară.

Această dislocație ar fi marcată prin apariția unor creste de Șisturi negre barremiene.

Aceleași raporturi tectonice se constată și între Subzona senoniană și Zona marginală.

Zona marginală este încălecată de banda senoniană care se comportă ca o treaptă mai ridicată.

Această dispoziție se menține ca atare, dela Buhalnița spre N, căci mai la S, pe amplasamentul liniei de separație a celor două subdiviziuni ale Zonei interne, se așterne Gresia de Tarcău, care nu numai că maschează raporturile dintre cele două subdiviziuni, dar le și acoperă în cea mai mare parte, așa cum este cazul pe V. Troțușului și V. Oituzului (21, p. 31) « În privința Miocenului dela Hârja sunt de părere că el nu poate fi considerat ca o fereastră, după concepția MRAZEC - POPESCU-VOITEȘTI, ci se prezintă normal, ca sinclinală, peste Zona marginală » (21, p. 53).





În privința Pânzei de Tarcău își exprimă părerea: « că tectonica părții de E a Zonei interne poate fi considerată ca un mare anticlinal asimetric, cu flancul de E răsturnat sau faliat, al căruia ax coincide aproximativ cu linia de contact între Zona internă și Zona marginală » (21, p. 50).

În 1927, G. MACOVEI, în studiul general asupra Carpaților orientali, relativ la zona Flișului, distinge două faze de sedimentare. Prima fază începe în Valanginian și se termină la sfârșitul Apțianului, iar a doua fază de sedimentare începe în Senonian și se continuă mai departe în Paleogen.

Sedimentele primei faze constituie Zona internă, iar sedimentele fazei a doua constituie Zona marginală și Zona mediană (Tarcău).

Recunoaște raporturi superficiale de încălecare între zonele Flișului; numai Zona marginală ar fi încălecată peste Zona neogenă pe o distanță de 3—4 km (38, p. 108—111).

Primele trei decade ale secolului al XX-lea sunt caracterizate, în geologia României, prin nașterea a două curențe opuse în privința structurii Carpaților orientali.

Un curent reprezentat la noi prin MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI, care admite pânzele de șariaj, și alt curent care militează pentru o structură mai mult normală, reprezentat prin S. ATHANASIU, G. MACOVEI, D. M. PREDA și I. ATANASIU.

În 1927, TERMIER, după Congresul Asociației Carpatice, publică un articol în care este de părere că pânzele Flișului din Carpații orientali românești se aseamănă cu « Skibele » Polonezilor (66, p. 912).

După aceasta, în 1930, G. MACOVEI publică în « ENGLER-HÖFER » un profil de pe V. Oituzului, în care se remarcă o încălecare a Senonianului peste Zona marginală (67, p. 43).

În 1931, MRAZEC (68, p. 19) reproduce acest profil, îl interpretează și constată că pânza Gresiei de Tarcău înaintază până la marginea Flișului, îngrădind și zdrobind Zona marginală.

În urma studiilor făcute între Cașin și Zăbala, G. MURGEANU și M. G. FILIPESCU deosebesc în 1933 două unități: Pânza mediană (Tarcău) și Pânza marginală.

Pânza marginală ar cuprinde Zona marginală a lui S. ATHANASIU și G. MACOVEI și Subcarpații.

Autohtonul Pânzei marginale ar fi format din Aquitanianul cu sare.

Pânza marginală s'ar împărți în două digitații: digitația superioară, care ar fi reprezentată prin Zona marginală până la marginea Flișului și digitația inferioară, care ar cuprinde Subcarpații.

După acești autori, Pânza mediană ar fi decolată de pe Zona internă și ar avea ca Parautohton Zona marginală (digitația superioară) (24).



În 1934, G. MACOVEI și D. M. PREDA, studiind bazinul Troțușului, deosebesc în Fliș o pânză de mare anvergură, care ar fi șariată peste un Autohton alcătuit din formațiunea cu masive de sare, de vârstă aquitaniană și probabil și de vârstă burdigalian-helvețiană.

Marea pânză a Flișului s'ar divide în mai multe pânze secundare dintre care două ar fi foarte importante: Pânza mediană și Pânza marginală.

Pânza mediană are ca Parautohton Pânza marginală, care la rândul ei ar avea ca Autohton Aquitanianul cu masive de sare, probabil și Burdigalian-Helvețianul.

Pânza marginală s'ar împărți în două digitații: digitația superioară, care corespunde cu Pânza marginală a lui MRAZEC și P.-VOITEȘTI; deasemeni și cu digitația superioară determinată de G. MURGEANU și M. G. FILIPESCU.

Digitația inferioară, ascunsă sub depozitele miocene, reapare în Culmea Pietricica (25).

În anul 1943, I. ATANASIU deosebește în Flișul marginal din jud. Neamț și Bacău patru pânze: Pânza Gresiei de Tarcău, Pânza de Tazlău, Pânza marginală și Pânza submarginală.

În Nordul regiunii studiate de noi ar fi reprezentate, după I. ATANASIU, numai primele trei pânze (27).

Din analiza lucrărilor referitoare la structura Flișului se observă că după anul 1930 a prevalat curentul care admitea structura în pânze de șariaj a Carpaților orientali.

Cu toate acestea nu lipsesc deosebiri, destul de mari chiar, între concepțiile diferiților cercetători.

În anii 1941, 1942, 1944 și 1948, în ședințele Institutului Geologic, ne-am arătat și noi părerile asupra structurii regiunii studiate, păreri pe care le vom texpune în cele ce urmează.

\* \* \*

După cum am mai amintit, în regiunea studiată se disting trei mari unități ectonice: Pânza de Tarcău, Zona marginală și Zona neogenă.

## I. PÂNZA DE TARCĂU

După faciesurile Eocenului putem împărți Pânza de Tarcău în trei zone: Zona Gresiei de Tarcău, Zona de Piepturi—Puica și Zona de Leșunț.

Cu toate că aceste zone nu le găsim în continuitate pe teren, ci răzlețite din cauza eroziunii care le-a separat, dat fiind faptul că stau pe același Autohton, ele constituie un tot unitar: Pânza de Tarcău.





1. *Contactul continuu al pânzei.* Incepând dela confluența Pârâului Pescarului cu Pârâul Slănicul (N Poiana Sărată) și până în Muntele Pieptul Mare — Bădin (W Soveja), aflându-se într'o zonă de scufundare axială a Zonei marginale, Pânza de Tarcău încalecă în mod continuu și chiar o depășește, luând contact cu Zona neogenă, între pâraiele Dragomira și Chiua Mică.

De aci, Pânza de Tarcău se retrage spre W prin Muntele Arsătura lui Nicoli, N Muntele Mesteacăn, până pe paralelul Muntele Soroș. Se îndreaptă apoi spre S, pe paralelul Coasta Muntelui Buniu, înaintează din nou 2 km, retrăgându-se după aceea spre izvoarele Putnei.

Pânza de Tarcău ia contact cu diferiți termeni ai Autohtonului: cu Miocenul, la confluența Pescarului cu P. Slănicului, la fundul Pârâului Dobrului, la fundul Pârâului Cernica, la fundul Pârâului Brezaia mică, pe Oituz, la S de Haloș, pe P. Fata moartă (afluent al Cașinului), la Înțărătoare (V. Cașinului), la Pichetul de Iarnă (V. Lepșei), cu menilitele superioare, cu Gresia de Kliwa și chiar cu Eocenul, la N de Piscul Piatra Albă, și pe Lepșa Iaurușului, ceea ce denotă că în afară de laminări trebuie să admitem un relief al Autohtonului înainte de formarea Pânzei de Tarcău.

2. *Cutele Pânzei de Tarcău.* Asupra tectonicii de detaliu a Pânzei de Tarcău nu suntem orientați pe deplin, dat fiind că ne găsim într'o regiune quasi-sălbatică, situată în creierul munților, cu date neîndestulătoare.

Cu toate acestea am putut deosebi în alcătuirea Pânzei de Tarcău două anticlinale principale: anticlinalul P. Lupchian—W Pichetul Piatra Scrisă și anticlinalul Înțărătoarea — Pichetul de Iarnă.

a) Anticlinalul P. Lupchianu — W Pichetul Piatra Scrisă. Acest anticlinal are sămburele constituit din Strate de Lupchianu iar flancurile formate din Strate cu Inocerami și Gresie de Tarcău.

În V. Oituzului, la gura Pârâului Lupchianu, se observă o pronunțată disarmonie între depozitele marnoase senoniene, foarte încrețite, și Gresia de Tarcău, de deasupra.

b) Anticlinalul Înțărătoarea — Pichetul de Iarnă. Sămburele acestui anticlinal este constituit din Strate cu Inocerami. În apropiere de Înțărătoare, anticlinalul este drept, iar către S se deversează spre E și se faliază, cu tendința de a trece în solz.

Acest anticlinal separă faciesul Gresiei de Tarcău, care se întinde spre W, de faciesul de Piepturi—Puica, ce rămâne la E.

În afară de aceste anticlinale principale, am mai observat la W de gura Lupchianului anticlinalul Ghertianos-W Racotiaș, iar la E de gura Lupchianului anticlinalul W Plaiul Fata Moartă și anticlinalul Clăbucel la con-



fluența Pârâului Strâmba cu P. Lepșa. Aceste anticlinale sunt de importanță secundară.

c) *Sinclinalul Sboina Neagră--Gurmeze*. Între anticlinalul Înțărătoarea și marginea pânzei dela W de Soveja se desenează un mare sinclinal oligocen, cu umplutura constituită din Gresie de Kliwa, în care este tăiat Muntele Sboina Neagră (1350 m), ce constituie un nod orografic important.

Din Muntele Sboina Neagră se despart o serie de plaiuri dirijate spre W, E și S. Aceste plaiuri constituie cumpăna apelor dintre trei bazine hidrografice: Putna, Șușița și Cașin.

Flancul de W al acestui sinclinal este parțial încălecat de Gresia de Tarcău în punctul La Bârlog.

3. *Petece de acoperire*. În fața marginii continue a Pânzei de Tarcău se remarcă următoarele șapte petece de acoperire: D. Puica — Vf. Ungureanu, Plaiul Măguricii, Plaiul Zâmniceilor, D. Arișiței, D. Leșunțului — Vf. Pietrei, D. Slatinei și Piscul Slatinei.

a) *Petecul de acoperire D. Puica — Vf. Ungureanu*. Acest petec de acoperire este constituit din Senonian, din Eocen de facies Piepturi—Puica și din Oligocen. El repauzează peste Stratele de Hârja dela Fundul Leșunțului, dela W de Coama lui Martin, dela N de anticlinalul Plaiul Runcului — D. Păcurii și de pe P. lui Stroe, de pe V. Oituzului (la E de D. Puica, gura Pârâelor Puica și Iordogatu) și peste orizontul superior al Oligocenului de pe flancul de W al anticlinalului Hărăncelu — Manașcu.

La N de V. Oituzului, flancul de E al acestui petec de acoperire încăleacă peste petecul D. Leșunțului — Vf. Pietrei.

Înăuntrul acestui petec, care constituie un mare sinclinal, se observă contacte anormale între Gresia de Kliwa de deasupra și termenii inferiori. De exemplu, pe Pușcasu Gresia de Kliwa vine în contact cu orizontul inferior al Eocenului, dispărând orizontul disodilelor, marnelor bituminoase și orizontul superior al Eocenului.

Am interpretat aceste contacte anormale, după L. BERTRAND (69) și LEON MORET (33, p. 367), ca decolări datorite mișcărilor diferite ce s'au născut din cauza eterogenității petrografice a diferitelor orizonturi și anume: Gresia de Kliwa fiind masivă, formează cute mai ample, pe când orizonturile inferioare, formate din roce argiloase și marnoase, se încrețesc mai mult și ajung să se deslipească de acoperișul lor format din Gresie de Kliwa. Gravitătea poate să intervină și ea apoi și să accentueze acest fenomen.

b) *Petecul de acoperire Plaiul Măguricii* este format din Eocen de facies Piepturi—Puica și stă peste Stratele de Hârja dela Fundul





Buciaşului, strate ce se continuă spre N, în V. Leşunţului şi se leagă cu Stratele de Hârja dela W de Coama lui Martin.

c) Petecul de acoperire Plaiul Zâmniceilor este alcătuit din Senonian reprezentat prin Stratele cu Ioceramii şi Eocen de facies Piepturi—Puica. Acest petec acoperă Stratele de Hârja din sinclinalul Groapa Zâmniceilor şi orizontul superior al Oligocenului, de pe flancul de E al anticlinalului Hărănceluş—Mănaşcu şi orizontul superior de pe flancul de W al anticlinalului Muntele Chinuş—Culmea Frumoasele—Măgura Caşinului.

d) Petecul de acoperire D. Arşiţei. Acesta este constituit din Strate cu Inoceramii şi Eocen de facies Piepturi—Puica şi stă peste Stratele de Hârja din P. Cireşului şi este orizontul superior al Oligocenului de pe flancurile anticlinalelor Hărăncelul—Mănaşcu şi Muntele Chinuş—Măgura Caşinului.

e) Petecul de acoperire D. Leşunţului—Vf. Pietrei este alcătuit din Strate cu Inoceramii, Eocen de facies Leşunţ şi Oligocen şi repauzează pe Strate de Hârja. În partea sa de NW este încălecat de marginea de E a petecului D. Puica—Vf. Ungureanu, iar în partea sa de NE ia contact cu lama de şariaj din Dealul Tăieturii.

f) Petecul de acoperire D. Slatinei. Aici suntem în prezenţa Senonianului (Strate cu Inoceramii) şi a Eocenului de facies Leşunţ. Stă peste Strate de Hârja, iar la N de P. Calasău vine în contact cu lama de şariaj Calasău.

g) Petecul de acoperire Piscul Slatinei este constituit din Senonian şi Eocen de facies Leşunţ. El repauzează pe Stratele de Hârja, iar la W este prins sub flancul de E al anticlinalului Muntele Chinuş—Măgura Caşinului.

4. *Vârsta şariajului.* În ceea ce priveşte vârsta şariajului, constatăm că cele mai noi depozite peste care stă pânza sunt Stratele de Hârja, considerate ca aparţinând Aquitanian-Burdigalianului, încât vârsta maximă a mişcării poate fi determinată că a avut loc după formarea acestor strate (vârsta este post-Strate de Hârja).

Vârsta minimă nu poate fi determinată întrucât în regiune lipsesc depozite transgresive peste pânză şi Autohton, care ne-ar servi ca îndreptar.

Având în vedere că înaintea formării Pânzei de Tarcău trebuie să fi existat o perioadă de eroziune, întrucât am văzut că pânza vine în contact cu diferiţi termeni ai Oligocenului, credem că mişcarea pânzei a avut loc după depunerea Helveţianului şi înainte de formarea Gresiei de Răchitaşu (Tortonian).



5. *Amploarea șariajului.* Relativ la amploarea șariajului, judecând după extremitatea orientală a Pânzei de Tarcău (Pieptul Mare) și după punctul cel mai vestic în care apare Authtonul la confluența Pârâului Pescarului cu Pârâul Slănic, putem afirma că suntem în prezența unei pânze șariată pe cel puțin 18 km.

Privind harta geologică a regiunii se poate deduce că Autohtonul a fost complet acoperit de Pânza de Tarcău, dar că eroziunea pe zonele mai ridicate axial l-a îndepărtat, iar pe paralela Soveja, fiind vorba de o scufundare axială a Autohtonului, Pânza de Tarcău s'a păstrat, constituind la extremitatea sa estică un adevărat cap tectonic.

6. *Stilul șariajului.* În această privință nu putem spune decât că Pânza de Tarcău este o pânză fără flank invers.

Absența locală a Senonianului este datorită laminajului ce a avut loc.

Prezența Senonianului în punctul numit Pieptul Mic, pe V. Lepșei și în alte părți, arată foarte bine că acest etaj a luat parte la mișcarea pânzei, împreună cu Eocenul.

## II. ZONA MARGINALĂ

Această unitate structurală constituie Autohtonul Pânzei de Tarcău și se poate divide în două subzone: Subzona marginală externă și Subzona marginală internă.

Zona marginală considerată în ansamblu se manifestă ca un mare anticlinal sau mai bine zis ca un anticlinorium, al cărui flank vestic se bagă sub Pânza de Tarcău, în timp ce flancul oriental vine în contact ezitant cu Miocenul.

1. *Ridicări și scoboriri axiale.* La S de paralela Soveja, Zona marginală suferă o supraridicare axială, marcată prin apariția celui mai vechi orizont «Stratele de Streiu», în axa anticlinoriumului Coza, ca și prin retragerea Pânzei de Tarcău dincolo de vechea frontieră cu Transilvania, constituind un mare golf tectonic.

Această supraridicare axială este urmată spre N de o scufundare axială la Soveja, unde Pânza de Tarcău ia contact cu Zona neogenă, depășind Zona marginală.

Spre S, în V. Zăbalei, Zona marginală suferă o nouă scufundare axială, unde întreaga Zonă marginală dispare, după cum au arătat G. MURGEANU și M. G. FILIPESCU în 1933 (24).

O nouă supraridicare axială se constată în V. Cașinului, unde se manifestă prin apariția Stratelor de Cașin, sub formă de butonieră, în axul anticlinalului D. Chinuș—Măgura Cașinului.



După aceea urmează o altă scufundare axială în bazinul Oituzului, marcată prin înaintarea Pânzei de Tarcău până la marginea Flișului.

În V. Oituzului, deși ne găsim într-o regiune axial scufundată, eroziunea fiind foarte intensă (Oituzul are nivelul de bază foarte scoborit la Onești), a îndepărtat parte din pânză și ne-a dat la iveală Autohtonul în Semi-fereastra Slănic-Hârja și în Semi-fereastra Fierăstrău.

2. *Cutele Zonei marginale.* Din cauza inflexiunilor axiale ale Zonei marginale, tectonica ei de detaliu nu se poate urmări decât în zonele de culminație transversală. Din această cauză vom trata în acest capitol cutele din regiunea Putnei, apoi pe cele din V. Cașinului și în sfârșit pe acele din Semi-fereastra Slănic-Hârja (V. Oituzului).

În V. Putnei se disting șase cute care, atât stratigrafic, după faciesurile Eocenului, cât și tectonic, se repartizează la două subzone: Subzona externă și Subzona internă.

Subzona marginală externă este constituită din trei cute anticlinale de ordinul al II-lea care, considerate în ansamblu, au o dispoziție anticlinală; este vorba deci de un anticlinorium pe care l-am denumit «anticlinoriumul Coza», în general deversat spre E.

Acest anticlinorium se amorsează în V. Dragomirei și se afundă la fundul Tișitei și Cozei, constituind un periclin clasic, la care iau parte Munții Condratu, D. Negru și D. Tichietu.

Cele trei cute anticlinale le denumim în felul următor: Anticlinalul P. Streiu — P. Cristian, Anticlinalul Tisarul Mic și Anticlinalul Plaiul Fața Mare.

Anticlinalul P. Streiu — P. Cristian. Acest anticlinal este cel mai bine dezvoltat. El are sămburele constituit din Stratele de Streiu, cel mai vechi orizont al Zonei marginale.

Flancurile sale sunt constituite din Strate de Tisaru cu înclinări de  $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$  spre W. Stratele de Tisaru de pe flancul de E formează Hogbakul Tisarul Mare — La Grădină, decupat în vreo șapte căpriori.

Acest anticlinal constituie sămburele anticlinoriumului Coza.

Anticlinalul Tisarul Mic se dezvoltă la W de primul anticlinal. Are sămburele constituit din Strate de Tisaru, iar flancurile din Strate de Cașin.

Anticlinalul Plaiul Fața Mare reprezintă cuta cea mai de E a zonei marginale. El are în ax Strate de Tisaru spre S, iar în V. Putnei, unde se afundă, are Strate de Buciaș.

Sinclinalul La Geamănă. Între anticlinalele P. Streiul și Plaiul Fața Mare se dezvoltă sinclinalul La Geamănă, cu umplutura constituită din



conglomerate cu elemente verzi, și din Miocen, care se ridică axial spre S, iar spre N vin în contact cu lama de șariaj Mocearu.

La fundul Tișitei Mari și la fundul Cozei, anticlinoriumul Coza, care este constituit în majoritate din faciesul de Cașin, se afundă sub Oligocen și apoi vine în contact cu Subzona marginală internă care, la rândul ei, suportă toate unitățile dela S de Năruja.

Subzona mrginală internă este constituită, la rândul ei, tot din trei cute anticlinale: Anticlinalul Poiana Mărului, Cuta-falie P. Alb și Anticlinalul Plaiul Noveselor — Piscul cu Paltini.

Anticlinalul Poiana Mărului are în ax Eocen de facies de Greșu.

Acest anticlinal este perechea Anticlinalului P. Cernica — D. Suri din bazinul Slănicului și Oituzului.

Cuta-falie P. Alb. Aceasta are în ax orizontul superior al Eocenului dezvoltat în facies de Greșu.

Anticlinalul Plaiul Noveselor — Piscul cu Paltini are în ax Strate de Cașin, iar flancurile formate din Strate tisaroides și Strate de Greșu. El se dezvoltă la S de Putna și are o direcție NE — SW, atinge Putna până pe P. Sburătorii, după care suferă o inflexiune spre SE, ajungând la Piscul cu Paltini.

Acest anticlinal, în care se dezvoltă în toată plenitudinea faciesul de Greșu al Eocenului, după afundarea anticlinoriumului Coza, îi ia locul și suportă unitățile dela S de Năruja.

Sinclinalul Tabla. Intre anticlinalul Poiana Mărului și anticlinalul Plaiul Noveselor se dezvoltă sinclinalul normal drept Tabla, cu umplutura constituită din Strate de Hârja, care nu este altceva decât corelativul sinclinalului Hârja — Poiana Sărată de pe V. Oituzului.

Sinclinalul Muntele Condratu. Intre anticlinalul Plaiul Noveselor și Anticlinalul P. Streiului se dezvoltă sinclinalul Muntele Condratu.

Intre Subzona marginală internă și cea externă se remarcă linia de încălecare gura Brusturosului — Muntele Condratu, despre a cărei anvergură nu ne-am edificat până în prezent.

În V. Cașinului se întâlnesc două anticlinale: anticlinalul Muntele Chinuș — Culmea Frumoasele — Măgura Cașinului și anticlinalul Hărâncelul — D. Mănașcu.

Anticlinalul Muntele Chinuș — Culmea Frumoasele — Măgura Cașinului. Acest anticlinal reprezintă continuarea spre N a anticlinoriumului Coza după afundarea axială dela Soveja. Are



în ax Strate de Cașin din faciesul de Cașin, care apar sub formă de butonieră.

Flancurile sunt constituite din Strate de Buciaș, Eocen superior și Oligocen.

Acest anticlinal prezintă mai multe cute secundare dar nu se pot urmări ca pe V. Putnei.

Spre N anticlinalul se afundă, la Fabrica Sticlărie, sub Strate de Hârja, apoi este acoperit de petecul din D. Leșunț.

Anticlinalul Hărâncelul — D. Mănașcu. Acest anticlinal, care se dezvoltă la V de primul, are în ax Eocen superior, și apare numai în V. Cașinului; spre N axul este constituit din Gresia de Kliwa.

În V. Cașinului anticlinalul are flancul de E faliat.

În V. Leșunțului Mare, flancul de W este acoperit de petecul de acoperire D. Puica—Vf. Ungureanu, iar flancul de N de petecul de acoperire D. Leșunț.

În V. Oituzului, acest anticlinal se afundă la Comuna Fierăstrău sub Stratele de Hârja, apoi este acoperit de petecul D. Leșunț—Vf. Pietrei.

Sinclinalul Groapa Zâmnicelor. Între aceste două anticlinale se dezvoltă sinclinalul Groapa Zâmnicelor, cu umplutura constituită din Strate de Hârja, care suportă petecul dela Plaiul Zâmnicelor.

Din cauza afundării axiale a zonei marginale pe paralelul Oituz, Eocenul nu apare decât într-o singură cută și este dezvoltat sub facies de Greșu. După cum am arătat, deși suntem într-o zonă de scufundare axială, Autohtonul apare la zi în Semi-fearestra Slănic—Hârja, datorită eroziunii intense a Văii Oituzului, care s'ar putea explica prin nivelul de bază scăzut dela Onești, care reprezintă un nod hidrografic important căci acolo se adună apele a trei mari râuri: Cașinul, Oituzul și Tazlăul.

S'au distins trei cute Anticlinale: Anticlinalul Plaiul Dobrului, Anticlinalul P. Cernica—D. Suri și Anticlinalul Plaiul Runcului—D. Păcurii.

Anticlinalul Plaiul Dobrului are axul constituit din Gresia de Kliwa.

Anticlinalul P. Cernica—D. Suri are axul constituit din Strate de Greșu, iar flancurile din Oligocen. Gresia de Kliwa de pe flancul de W este decolată spre E.

Anticlinalul Plaiul Runcului—D. Păcurii se descompune la S de Stâneica în două anticlinale secundare care au în ax Gresia de Fierăstrău.

La N de Oituz, în D. Păcurii, se afundă sub Strate de Hârja, apoi este acoperit de petecul dela D. Puica—Vf. Ungureanu.



Sinclinalul P. Dobrului. Între anticlinalul Plaiul Dobrului și anticlinalul P. Cernica—D. Suri se desemnează acest sinclinal, cu umplutura constituită din Strate de Hârja.

Sinclinalul Hârja—Poiana Sărată. Între anticlinalul P. Cernica—D. Suri și anticlinalul Plaiul Runcului se dezvoltă acest sinclinal în care s'au păstrat Stratele de Hârja.

Sinclinalul Plaiul Măguricii se dezvoltă între anticlinalul Plaiul Runcului și anticlinalul Hărăncelul—Mănașcu. Spre N este acoperit de petecul D. Puica—Vf. Ungureanu.

3. *Lame de șariaj*. La marginea externă a Zonei marginale se găsesc câteva petece de Oliogocen care se intercalează între pânză și Autohton. Le-am interpretat ca lame de șariaj, smulse și antrenate de pânza din Autohton.

În bazinul Putnei se disting trei lame de șariaj: lama Munceluș, lama Mocearu și lama Omagu.

a) *Lama Munceluș* este constituită din Eocen superior și Oliogocen și repauzează peste Stratele de Hârja.

b) *Lama Mocearu* este constituită din Oliogocen și stă peste Stratele de Hârja, între gura Mocearului și Tulnici, iar la NE de gura Mocearului se așează peste flancul de NW al sinclinalului La Geamăna.

c) *Lama Omagu*. Această lamă de șariaj este constituită din Oliogocen. La E ea stă peste Stratele de Hârja, la W se sprijină pe flancul de E al anticlinalului P. Streiului, iar la S peste lama Mocearu.

În bazinul Cașinului se întâlnește o altă lamă de șariaj, pe care o numim lama Calasău, constituită din marne bituminoase.

În bazinul Oituzului aceste lame de șariaj se întind spre N, începând din D. Albert, sub formă de mărege.

### III. ZONA NEOGENĂ

Am arătat la capitolul stratigrafic care sunt criteriile ce ne îndreptătesc să dividem această unitate în două subzone: Subzona saliferă și Subzona sarmato-pliocenă.

În cele ce urmează vom descrie zona neogenă din punct de vedere tectonic.

#### 1. SUBZONA SALIFERĂ

Subzona saliferă ține, din punct de vedere structural, de Zona marginală, cu care ia contact după un plan ezitant, reprezentând o treaptă mai scoborită a acesteia,





La E, această subzonă vine în contact cu Subzona sarmato-pliocenă, după o linie de fractură, care în literatură este cunoscută sub denumirea de «linia marginală a Subcarpaților» dată de MRAZEC (46, p. 53, 193, 244, 245, 278 și 413) și sub denumirea de «linia pericarpatică» dată de Șt. MATEESCU (9, p. 292).

a) *Contactul dintre cele două subzone.* Intre V. Cuciur și P. Răchiților (Mănăstirea Cașin), contactul între aceste două subzone se face după un plan de încălecare a Stratelor de Hârja peste depozitele meoțiene, iar dela P. Răchiților până la P. Rusului (N de V. Cașinului) peste depozitele Sarmațianului superior.

Inclinarea planului de încălecare ar fi între  $50^{\circ}$ — $60^{\circ}$  spre E, judecând după forma pe care o capătă acest contact la traversarea văilor (conturul este puțin festonat).

Din V. Rusului spre S, până la «La Stâncă», contactul de șariaj se face între Orizontul cenușiu și Sarmațian. Dela punctul «La Stâncă» spre S, contactul se face între Stratele de Haloș și Orizontul marnos al Sarmațianului. Stratele care înclinau spre V încep să se redreseze, pentru ca în V. Păcurii să aibă înclinarea de  $90^{\circ}$ .

Dela Pârâul Păcurii și până în Pârâul Leurdei raporturile dintre Stratele de Haloș și Sarmațian sunt normale, ambele formațiuni având înclinări de  $60^{\circ}$ — $70^{\circ}$ , iar mai la Sud, în Pârâul Mirăoarei, contactul este din nou un plan de șariaj al Orizontului cenușiu, reprezentat prin gipsuri, peste Sarmațian.

La S de Șușița, contactul se face după un plan de încălecare ușoară, iar la S contactul ar deveni normal.

Se vede că spre N de V. Cașinului un orizont inferior al Miocenului — Stratele de Hârja — ia contact cu Meoțianul, iar spre S de Cașin un orizont superior al Miocenului — Orizontul cenușiu — ia contact cu Sarmațianul superior, apoi cu Sarmațianul inferior.

În concluzie, putem spune că spre N de V. Cașinului contactul dintre Subzona saliferă și Subzona sarmato-pliocenă capătă caracterul unei linii de încălecare, datorită căreia Sarmațianul este laminat.

Spre S, raporturile dintre aceste două subzone se normalizează, pentru ca în P. Mirăoarei să capete iarăși caracter de încălecare, caracter ce apoi se diminuează spre S.

b) *Cutele Subzonei salifere.* În capitolul «Stratigrafia Subzonei salifere», am atribuit Stratele de Hârja Aquitanian-Burdigalianului, iar Orizontul cenușiu Helvețianului.



Intreaga succesiune mediteraneană este izoclinală, neputându-se observa decât în mod foarte rar șarniere care să ne ateste prezența cutelor și să ne dea posibilitatea orizontării.

Date fiind aceste fapte ar părea probabil ca în Subcarpați să nu avem decât o serie monoclinală, fără cute, iar ceeace am separat ca Orizont inferior să nu fie decât niște recurențe de facies.

Și totuși, considerând faciesurile petrografice ale acestor două orizonturi, suficient de diferite, elementele verzi care abundă în Orizontul inferior, continuitatea acestui orizont pe distanțe apreciabile, foarte probabil regionale, am socotit această succesiune veridică, deosebind mai multe cute-falii, marcate pe hartă prin zonele de apariție ale Stratelor de Hârja.

Cuta-falie Tulnici. Această cută-falie se observă la marginea de W a Zonei neogene. Până la S de Șușița ea are caracter de cută-falie, iar mai spre S prezintă în axul ei apariții de Oligocen superior, la Tulnici, unde capătă caracter de cută faliată.

Anticlinalul Gura Călugăriței — Gura Calasăului se observă în regiunea noastră în V. Oituzului la confluența cu P. Călugărița, continuând prin Varnița anticlinalul de pe P. Caracłau, urmărit spre N de M. PREDA (47, p. 513).

Spre S, acest anticlinal se continuă prin P. Pietrosul — fundul Pârâului Sărățel și este tăiat de V. Cașinului la confluența cu P. Calasău. El are sâmburele format din Strate de Hârja, dealungul căruia se eșalonează o serie de izvoare sărate.

Acest anticlinal se afundă la fundul Ciurbelor.

Cuta-falie Chilugelul are în sâmbure Strate de Hârja și se individualizează numai în Sudul regiunii.

Cuta-falie P. Cuciur — Negrileşti începe în D. Cuciur, merge paralel cu V. Cașinului până în apropierea gurii Pârâului Rusului, iar de aci spre S până la Lacul Vacotei se observă pe versantul de W al văii Ha-loșului, se continuă în V. Șușiței, apoi pe la W de Răchitașu trece în V. Putnei la Negrileşti. La N de Cașin această cută reprezintă contactul dintre cele două subzone. Are în sâmbure Strate de Hârja.

Cuta-falie Țopești se observă numai la Sud de Dealul Răchitașu.

Cuta-falie Răchitașu — V. Sării. Această cută-falie apare în V. Șușiței și se continuă pe la E de Răchitașu până în V. Putnei. Are un sâmbure format din Strate de Hârja.

Sinclinalul Răchitașu. Intre cuta-falie Cuciur — Negrileşti și cuta-falie Răchitașu la S de Șușița, se desenează sinclinalul Răchitașu, care este un sinclinal scufundat.





Sinclinalul Haloş — D. Chinei. Intre cuta-falie Răchitaşu şi contactul dintre cele două subzone se desenează un mare sinclinal sarmaţian, care spre N de V. Şuşitei suferă o scufundare axială, primind în umplutură depozite meoţiene. Spre S de Şuşita sinclinalul Haloş—D. Chinei se dedublează prin apariţia unei cute-falii, cută ce se continuă spre S până în P. Păcurii.

În general, în Subzona saliferă predomină structura în solzi, solzi cu atât mai scufundaţi cu cât ne deplasăm spre E.

## 2. SUBZONA SARMATO-PLIOCENĂ

Subzona sarmato-pliocenă se prezintă sub aspectul unui mare monoclin, cu flâncul de W mai ridicat ce ia contact cu subzona saliferă după un plan ezitant, în anumite locuri observându-se raporturi normale.

Meoţianul arată în general căderi monoclinale spre E de  $60^{\circ}$  —  $70^{\circ}$ . El acoperă în concordanţă Sarmaţianul şi numai pe o mică porţiune, la N de Şuşita, este prins sub Sarmaţian.

## CONCLUZII

### I. STRATIGRAFIA

Regiunea studiată este constituită dintr'o serie de formaţiuni geologice de vârstă cretacic-superioară şi paleogenă, dezvoltate în facies de Fliş, şi formaţiuni neogene ce pot fi repartizate următoarelor trei unităţi geologice importante, de direcţie generală N—S: Pânza de Tarcău, la W, Zona marginală, la mijloc, şi Zona neogenă, la E.

A) *Unitatea Pânzei de Tarcău* este alcătuită din formaţiuni senoniene şi paleogene. După caracterul petrografic al Eocenului, care variază lateral, s'au distins trei zone stratigrafice în această mare unitate, care în succesiunea lor dela W la E, sunt următoarele: Zona Gresiei de Tarcău, Zona de Piepturi — Puica şi Zona de Leşunţ.

1. *Zona Gresiei de Tarcău* este constituită din depozite senoniene şi eocene. Depozitele senoniene, constituite în general din marne, au fost repartizate la două orizonturi care au fost urmărite şi cartate: Stratele de Lupchianu (marne roşii) în bază şi Stratele cu Inocerami (marne cenuşii), deasupra. Stratele de Lupchianu sunt sincrone numai în parte cu Stratele de Tisaru, care însă ţin de altă unitate geologică şi anume de Zona marginală.

Caracteristica stratigrafică a acestei zone o constituie Eocenul dezvoltat în facies gresos. « Gresia de Tarcău » propriu zisă, în care se pot distinge trei orizonturi destul de dificil de urmărit pe teren,



Această zonă se dezvoltă pe o întindere mare, constituind coama înaltă a Carpaților orientali în regiunea studiată.

2. Zona de Piepturi—Puica se compune din strate senoniene, eocene și oligocene. Senonianul, spre deosebire de zona precedentă, este reprezentat numai prin orizontul superior (Stratele cu Inocerami).

Ceeace caracterizează această zonă este dezvoltarea facială diferită a Eocenului, în constituția căruia apar intercalații marno-calcaroase importante care alternează cu pachete de strate gresoase constituind un facies lateral intermediar, pe care l-am denumit faciesul de Piepturi—Puica. În acest facies al Eocenului s'au separat două orizonturi.

În această zonă Oligocenul se dezvoltă sub facies marginal de tip Kliwa, în care s'au separat patru orizonturi ce au fost cartate, în timp ce în zona Greșiei de Tarcău prezența Oligocenului, în orice caz de alt facies, nu a fost încă elucidată.

3. Zona de Leșunț, cea mai externă, este alcătuită din aceleași formațiuni ca și precedenta, cu deosebirea că Eocenul este dezvoltat sub facies calcaros cu accidente silicioase de tip « chailles », cu slabe intercalațiuni gresoase de tip Tarcău, pe care l-am denumit faciesul de Leșunț.

Referitor la încadrarea formațiunilor eocene în scara stratigrafică clasică, părerea emisă de TEISSEYRE și adoptată de alți geologi, după care formațiuni geologice sincrone cu faciesul de Leșunț, și anume Stratele de Tg. Ocna, ar fi de vârstă oligocen-inferioară, pe baza prezenței speciei *Nummulites intermedius fichteli*, nu mai poate fi susținută, întrucât forma de *Nummulit* invocată nu a fost determinată specific de autorul ei, ci studiată numai în secțiuni subțiri. Lipsind în prezent un criteriu paleontologic, s'a atribuit numai pe baza succesiunii stratigrafice, pachetelor de roce de faciesuri diferite, cuprinse între formațiuni cunoscute ca senoniene și strate considerate ca oligocene, vârsta eocenă, cuprinzând aci și Paleocenul.

În ceeace privește componența Oligocenului din zonele de Piepturi—Puica și de Leșunț se remarcă lipsa orizontului superior, prezent în Zona marginală și în regiunea de afundare a unității Pânzei de Tarcău, probabil prin eroziune.

B) Zona marginală, a doua mare unitate geologică situată la E de unitatea Pânzei de Tarcău, este constituită din depozite senoniene, paleogene și miocene. Ținând seamă de variațiunile faciesurilor Eocenului din cuprinsul acestor unități, s'au putut deosebi două subzone: una internă, situată la W și alta externă, la E.

1. Subzona marginală externă este mai bine dezvoltată, cuprinzând formațiuni senoniene, eocene, oligocene și miocene.





În Senonianul acestei subzone s'au putut cartă două orizonturi: în partea inferioară, un complex de strate argiloase, şistoase şi bituminoase, pe care le-am denumit Strate de Streiu, care reprezintă termenul cel mai vechi al zonei Flişului marginal, iar în partea superioară, Stratele de Tisaru, caracterizate printr'un intens proces de silicifiere (accidente silicioase), sincrone cu Stratele de Lupchianu şi Stratele cu Inocerami din Pânza de Tarcău.

Eocenul Subzonei externe este dezvoltat în facies calcaros, pe care l-am denumit faciesul de Caşin, în care s'au separat trei orizonturi: Stratele de Caşin, Stratele de Buciaş şi Eocenul superior (Strate de Bisericiani).

Oligocenul cuprinde cinci orizonturi, orizontul superior fiind în plus faţă de succesiunea incompletă a Oligocenului din zonele externe ale unităţii Pânzei de Tarcău. Acest orizont superior, constituit din şisturi disodilice şi menilite, care reprezintă un facies sapropelic, cuprinde şi intercalaţiuni de strate marno-gresoase, foarte asemănătoare cu strate eocene. Din aceste constatări s'ar părea că faciesul de Fliş din formaţiunile paleogene ia sfârşit cu Eocenul, prezentând doar slabe recurenţe în partea superioară a Oligocenului.

Miocenul este reprezentat prin Stratele de Hârja, formate din depozite lagunare în bază (argile cu sare şi gipsuri) şi din sedimente detritice în partea superioară.

2. Subzona marginală internă conţine numai formaţiuni eocene, oligocene şi miocene.

Eocenul pe care l-am denumit faciesul de Greşu, este dezvoltat în facies marno-calcaros cu accidente silicioase de tip «chailles», întâlnite şi în faciesul de Leşunţ din Pânza de Tarcău. Au fost cartate patru orizonturi: în bază, Stratele de Caşin, apoi Stratele tisaroides, Stratele de Greşu şi Eocenul superior.

În Oligocenul acestei subzone se remarcă unele mici deosebiri faţă de Oligocenul Subzonei externe şi anume în orizontul al doilea din bază, orizontul menilitelor şi marnelor calcaroase, bituminoase, se remarcă o abundenţă de cochilii de Lamelibranchiate strivite, considerate de predecesori ca sarmaţiene.

Miocenul este reprezentat, ca şi în subzona precedentă, prin Stratele de Hârja.

Referitor la stratigrafia Oligocenului şi Miocenului din Zona marginală s'a arătat, spre deosebire de părerile geologilor predecesori, că Gresia de Kliwa nu poate reprezenta termenul final al Oligocenului, deoarece în Zona marginală peste Gresia de Kliwa se aşterne un pachet gros de şisturi disodilice şi menilite, necunoscute cercetătorilor anteriori ai regiunii. Răspândirea destul de întinsă a Miocenului arată că marea miocenă a acoperit în întregime Zona marginală.



C) *Zona neogenă* mărginește la E zonele Flișului și este constituită din formațiuni ce aparțin Aquitanian-Burdigalianului (Strate de Hârja), Helvețianului (Orizontul cenușiu), Tortonianului (Gresia de Răchitașu), Sarmatianului și Meotianului. Această unitate geologică se poate împărți în două subzone: Subzona saliferă la W și Subzona sarmato-pliocenă la E.

## II. TECTONICA

Cele trei mari unități geologice corespund la tot atâtea unități tectonice: Pânza de Tarcău, Zona marginală și Zona neogenă.

A) *Unitatea Pânzei de Tarcău* ia contact anormal cu Zona marginală, încălecând-o în mod continuu dela fundul văii Slănicului până la paralelul Sovejii, unde se constată un șariaj de minimum 18 km. Afară de aceasta s'au distins șapte petece de acoperire care reprezintă mărturii ale unei extensiuni și mai mari a pânzei, peste Zona marginală, în tot cuprinsul regiunii studiate.

B) *Zona marginală* funcționează ca unitate autohtonă în V. Putnei și spre N de V. Șușiței, primind deasupra Pânza de Tarcău și petecele ei de acoperire. În partea de S a regiunii, în V. Nărujei, Zona marginală are o tectonică mai complicată. Spre exterior, Zona marginală ia contact cu zona neogenă după un plan ezitant. Înăuntrul Zonei marginale s'au distins mai multe cute cu caracter aproape normal spre N și izoclinal sau imbricat spre S. Zona marginală prezintă o serie de inflexiuni axiale, din care cea mai pronunțată este ridicarea axială dintre V. Putnei și fundurile Tișitei și Cozei, unde apare cel mai vechi orizont al Flișului marginal: Stratele de Streiu.

În partea externă a Zonei marginale, atât în bazinul Putnei cât și în bazinul Oituzului, s'au distins mai multe petece de Oligocen care pot fi interpretate mai puțin ca resturi ale unei unități mai interne a Zonei marginale și mai mult ca lame de șariaj, rabotate de Pânza de Tarcău în mersul ei către E.

C) *Zona neogenă* se caracterizează prin cutele-falii ale Subzonei salifere și prin prezența unei mari unități monoclinale în Subzona sarmato-pliocenă.

Primit: Iunie 1949.





## BIBLIOGRAFIE

1. RĂDULESCU N. AL. Vrancea. Geografie fizică și umană. *Soc. Reg. Rom. de Geogr.*, Buc., 1937.
2. MACAR PAUL. Principes de Géomorphologie normale. Liège, 1946.
3. ATHANASIU S. Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud. *Rap. An. activ. Inst. Geol. Rom.*, 1 Aprilie 1908—Ian. 1910, Buc., 1913.
4. MATEESCU ȘT. Relațiuni asupra cercetărilor geologice făcute în jud. Putna și R. Sărat în vara anului 1923. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII (1923—1924), Buc., 1930.
5. MARTONNE E. de. Les Alpes de Transylvanie. *Revue de Géographie*, T. 1. année 1906—1907.
6. COBĂLCESCU GR. Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmuri terțiare din unele părți ale României. *Memoriile Militare din Iași*. Buc., 1883.
7. ATHANASIU S. Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du District de Bacău, Buc., 1907.
8. MRAZEC L. et POPESCU-VOITEȘTI I. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V. 1911, Buc., 1914.
9. MATEESCU ȘT. Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaților Români. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII, Buc., 1927.
10. DAVID M. Relieful regiunii Subcarpatice din districtele Neamț și Bacău (evoluția sa morfologică) *Bul. Soc. Reg. Rom. de Geografie*, T. I. Buc., 1932.
11. COQUAND H. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. *Bull. Soc. Géol. Franc.* II-ème série, T. XXIV, Paris 1867—1868.
12. HERBICH FR. Das Széklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landestheile und paläontologisch beschrieben. *Mitt. aus dem Jahrb. der kgl. ung. geol. Anst.* V. B. Budapest, 1878.
13. HOFMANN K. Bericht über die im östlichen Theil des Szilägger Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geol. Spezialaufnahmen. *Földtani Közl.* IX Budapest, 1879.
14. PAUL C. M. Ergänzung für Rumänien *Jahrb. d. geol. R.-A.* Bd. XVIII, Wien, 1868.
15. ȘTEFĂNESCU GR. Raport sumar asupra lucrărilor Biroului Geologic în campania anului 1884, către Ministerul Lucrărilor Publice. *An. Bir. Geol.* An III, Nr. 1, Buc., 1885.
16. TEISSEYRE W. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. 47, H. 4, Wien, 1897.
17. PAUL K. M. u. TIETZE E. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.* Bd. 29, Wien, 1879.
18. TSCHERMAK G. Der Boden und die Quellen von Slănic. *M. P. M.* Bd. III, Wien, 1881.
19. MRAZEC L. et TEISSEYRE W. Esquisse tectonique de la Roumanie, Congrès International du Pétrole, II-ème session. *Guide des excursions*. Buc., 1907.



20. MRAZEC L. L'industrie du Pétrole en Roumanie. Les gisements de pétrole. Buc., 1910.
21. MACOVEI G. și ATANASIU I. Câteva date asupra constituției geologice a zonei Flișului din regiunea Văilor Slănicului și Oituzului (Moldova) *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XI. Buc., 1923.
22. PROTESCU O. Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaților Răsăriteni. *St. Techn. și Econ.*, Vol. III., f. 6, partea I, Buc., 1929.
23. MATEESCU ȘT. Structura geologică a Flișului din Valea Putnei (Moldova de Sud) *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII (1928—1929), Buc., 1930.
24. MURGEANU G. și FILIPESCU M. Zona Gresiiei de Tarcău, zona marginală și Subcarpații, între Cașin și Zăbala. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXI (1932—33), Buc., 1937.
25. MACOVEI G. et PREDĂ D. M. Sur la structure géologique et les richesses minières du Bassin du Trotuș (Départ. de Bacău). *Bull. Soc. Rom. de Géol.*, Vol. III. Buc., 1937.
26. PAUCĂ M. Contributions à la connaissance de la zone néogène comprise entre la Șușița et l'Oituz. *C.R. Inst. Géol. Roum.* T. XXII (1933—34), Buc., 1938.
27. ATANASIU I. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. *An. Inst. Géol. Rom.* Vol. XXII, Buc., 1943.
28. DUMITRESCU I. La nappe du Grès de Tarcău, la zone marginale et la zone néogène entre Cașin et Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIX (1940—41), Buc., 1948.
29. — Le Néogène de la région Cașin-Haloș (Départ. de Bacău) *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXX. (1941—42). Buc., 1948.
30. — Observațiuni geologice asupra regiunii dintre Oituz și Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXII, (1943—44), Buc., 1951.
31. — Cercetări geologice în Vrancea de N. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXXVI (1948—49), Buc., 1951.
32. — Cercetări geologice asupra Flișului din Valea Oituzului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVI (1948—49), Buc., 1951.
33. MORET. L. Précis de géologie. Paris, 1947.
34. BÜCKH J. Die geologischen Verhältnisse von Sösmezö und Umgebung. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. Anst.* Bd. XII. Budapest. 1899.
35. UHLIG V. Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
36. POPESCU-VOITEȘTI I. Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Géol. Rom.* Vol. III, Buc., 1911.
37. ATHANASIU S., MACOVEI G. et ATANASIU I. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Guide des excursions.* Texte. Buc., 1927.
38. MACOVEI G. Aperçu géologique sur les Carpathes Orientales. *Guide des excursions*, Texte. Buc., 1927.
39. TEISSEYRE W. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. *Guide du Congrès International du Pétrole.* III-ème Session, Nr. 1, Buc., 1907.
40. BOTEZ G. Sur l'Inoceramus Fugg et Kastn. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. III, Buc., 1912.
41. MACOVEI G. et ATANASIU I. Structure géologique de la Vallée de la Bistrița. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. VIII, Buc., 1926.
42. ATHANASIU S. Rapport anual. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, Buc., 1907.
43. POPESCU-VOITEȘTI I. Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. *An. Min.* Vol. IV Buc., 1921.
44. BĂNCILĂ Î. Observations géologiques sur la zone marginale du Flysch dans la Vallée du Tazlăul Sărat. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIII, (1934—35), Buc., 1940.
45. FROLO M. Calcaire à chaille dans l'Éocène marginal du Flysch carpathique des environs de Tg. Ocna. *Bul. Lab. Miner. Univ. București*, Vol. II, Buc., 1937.





46. MRAZEC L. et TEISSEYRE W. Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. *Mon. Int. Pétr. Roum.* Buc., 1902.
47. PREDA D. M. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, Buc., 1917.
48. GIGNOUX M. Géologie stratigraphique, Paris, 1943.
49. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei (jud. Prahova). *F. Göbl. Fii*, Buc., 1934.
50. MACOVEI G. Les gisements de pétrole. Paris, 1938.
51. MACOVEI G. et ATANASIU I. La zone interne du Flysch dans la région de la haute Vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt. *Guide des excursions*. Texte. Buc., 1927.
52. FILIPESCU M. G. Étude pétrographique des Couches de Tisaru et considérations stratigraphiques résultant de cette étude. Extr. du Tome XX. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Buc., 1935.
53. BOTEZ G. Comunicare preliminară asupra studiilor făcute în jud. Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV (1912—1913), Buc., 1915.
54. MATEESCU ST. Présentation de la carte géologique de la région de Vrancea Distr. Putna (en manuscrit) I: 50.000 *C. R. Acad. Sci. Roum.*, Buc., 1937.
55. KOCH ANTON. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. I. Theil. *Mitt. aus den Jahrb. der k. ung. geolog. Anst.* Budapest.
56. ȘTEFĂNESCU SABBA. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique. Teză de doctorat. Lille, 1937.
57. POPESCU - VOITEȘTI I. Evoluția geologică - paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ.*, Cluj, Vol. V, Nr. 2, Cluj, 1935.
58. TOLVINSKI K. Géologie des Carpates polonaises orientales de Boryslav jusqu'au Pruth. *Mémoire de la première Réunion de l'Association carpathique en Pologne*. Varsovie, 1926—1927. Boryslav.
59. SWIDERSKI BOHAN. Sur quelques problèmes de la géologie des Carpathes Orientales polono-roumaines. *Mémoire de la première Réunion de l'Association carpathique en Pologne*. Varsovie, 1926—1927). Boryslav.
60. STACHE G. u. HAUER R. v. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
61. POPESCU-VOITEȘTI I. Notă asupra Oligocenului dela Răchitași. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, (1923—1924). Buc., 1930.
62. MATEESCU ST. Structura geologică a Culmii Răchitașului (jud. Putna). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1928-1929), Buc., 1930.
63. PAUCA M. Position tectonique de l'Éocène dans la chaîne des collines péricarpatiques. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXII, (1933—1934). Buc., 1938.
64. — Recherches géologiques dans le Miocène des bassins de la Putna et du Milcov. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXVIII (1939—1940). Buc., 1944.
65. UHLIG V. Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Math. Naturw. Kl.*, C. XVI, Abt. I, 1907.
66. TERMIER P. Quelques résultats du Congrès de l'Association carpathique à Bucarest. *C. R. Acad. Paris*. T. 185, 1927.
67. MACOVEI G. Die Erdöl- Gas- und Asphaltlagerstätten Rumäniens. in *Engler Höfer: Das Erdöl*, Leipzig, 1930.
68. MRAZEC L. Aperçu sur le caractère des gisements de pétrole de la Roumanie. *Publications de la Fac. Sc. Univ. Charles*, Prague, 1931.
69. BERTRAND L. Histoire géologique du sol français. I-er Vol., Paris, 1944.



# DEPOZITELE MIOCENE PRESARMAȚIENE DIN REGIUNEA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR

DE  
MIRCEA PAUCĂ

## CONȚINUT

	<u>Pag.</u>
I. <i>Introducere</i> . . . . .	271
A) Delimitarea regiunii . . . . .	271
B) Istoricul cercetărilor . . . . .	273
II. <i>Stratigrafia</i> . . . . .	373
A) Paleogenul . . . . .	274
B) Saliferul . . . . .	274
III. <i>Tectonica</i> . . . . .	283
A) Faze orogenice . . . . .	283
B) Unități tectonice . . . . .	285
1. Zona de solzi . . . . .	286
2. Linia intrasaliferă . . . . .	288
3. Zona de sinclinale . . . . .	289
C) Relațiile dintre Fliș și Salifer . . . . .	293
D) Caracterul liniei pericarpatice . . . . .	294
IV. <i>Sarea</i> . . . . .	295
V. <i>Probleme geomorfologice</i> . . . . .	296
VI. <i>Geologie economică</i> . . . . .	298
VII. <i>Concluzii</i> . . . . .	299
<i>Bibliografie</i> . . . . .	302

## I. INTRODUCERE

### A) DELIMITAREA REGIUNII

Regiunea studiată este cuprinsă între cursul transversal al Putnei, începând dela ieșirea acesteia din zona Flișului, la Tulnici, în N, și cursurile de asemenea transversale ale Zăbalei și Milcovului, dintre satele Nereju și cătunul Răchitașu,





în S. În spre E ea se întinde până la importanta dislocație a faliei pericarpatică care trece prin regiunea satelor: Gornet, Valea Sării, Poduri, Reghiu, Andreiașul de Jos și Andreiașul de Sus. Limita de W urmărește marginea Flișului care, în general, marchează în relief o denivelare vizibilă de cel puțin 200 m, depozitele Flișului aflându-se la peste 1000 m altitudine, în timp ce acelea ale Miocenului rămân cel mai adesea sub 800 m.

După cum urmează să constatăm în cursul acestei expuneri, delimitarea făcută în acest fel corespunde problemelor geologice proprii ale acestei regiuni și, în special, celor tectonice și nu mai puțin problemelor economice care se pun la curbura Carpaților.

Am exclus studiul depozitelor sarmațiene pentru motivul că acestea fac parte dintr'un ciclu de sedimentare independent, ciclu care s'a continuat până la sfârșitul Pliocenului.

Cercetările sunt favorizate de numeroase cursuri de ape transversale: unele porțiuni ale Putnei, Zăbalei, Reghiului și Milcovului, precum și de întreg parcursul râurilor: Pețicu, Văsuiu, Năruja, Fetigu, V. Porcului, etc. Deschiderile abundă, deasemenea, în numeroasele goluri apărute ca o consecință a unor despăduriri neprevăzătoare. Consecința acelor despăduriri se manifestă în primul rând printr'un mare număr de alunecări. Unele din acestea pot fi dovedite a fi început încă din Cuaternar și au avut ca efect adeseori mascarea tectonicii adevărate. Intr'adevăr, pe unele din văile longitudinale secundare (P. Leadova, P. Jitarilor, etc.) capetele stratelor de pe flancul de E se răsfrâng în spre W, fapt care dă impresia unor anticlinale în realitate inexistente.

Mai importante sunt alunecările de pe dreapta Zăbalei din regiunea satelor Tojan și Năruja. Aci, alunecările interesează suprafețe atât de mari și au avut loc sub forma unor pachete de strate atât de puternice, încât geologul neavertizat este ușor tentat să stabilească prezența unor cute care în realitate nu există, ceea ce de fapt s'a și întâmplat (R. CIO-CÂRDEL, 1944).

Cu toate aceste inconveniente este suficientă o privire sumară asupra excelentelor deschideri din porțiunile transversale ale văilor Putnei, Nărujei și Zăbalei, mult adâncite prin eroziune, ca să ne dăm seama că întreaga regiune constă dintr'o serie de cute izoclinale, cu o înclinare de  $60^{\circ}$  —  $80^{\circ}$  în spre W, iar uneori chiar verticale.

De unde până acum de curând problemele stratigrafice și cele tectonice păreau a se prezenta în această regiune aproape insolubile, cercetarea amănunțită a excelentelor deschideri existente ne pun în situația de a putea descifra regiunea fără a mai fi nevoiți să recurgem la vreo ipoteză, astfel încât concluziile se desprind dela sine, întocmai ca un fruct copt.



### B) ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele cunoștințe asupra regiunii le datorăm lui GR. ȘTEFĂNESCU și colaboratorilor săi care se ocupă în 1884 de stratigrafia și tectonica întregii zone dintre Nereju și Tulnici, dând chiar și un profil pe dreapta Zăbalei între Spulber și Paltin.

După o întrerupere de aproape 20 de ani, regiunea a fost studiată de L. MRAZEC și W. TEISSEYRE, care urmăreau răspândirea masivelor de sare. Aceștia au introdus noțiunea de Salifer, noțiune care, deși astăzi a devenit improprie și vagă, a servit timp de peste 40 de ani și mai folosește și acum ca un instrument prețios în cercetările geologice dela noi.

După o altă întrerupere de zece ani, partea de NE a regiunii a fost străbătută în 1912 de G. BOTEZ și de H. GROZESCU, ultimul recunoscând structura în solzi a depozitelor de pe V. Putnei.

Spre deosebire de aceste cercetări cu caracter preliminar, în anii dintre cele două războaie mondiale, ȘT. MATEESCU supune regiunea pentru prima dată unui studiu amănunțit, publicând numeroase note și chiar lucrări de ansamblu. Cercetările au fost continuate apoi de M. PAUCĂ, O. BOLGIU și R. CIOCÂRDEL, fiecare încercând să dea o privire de ansamblu asupra stratigrafiei și mai ales asupra evoluției tectonice a regiunii.

Amintim că Miocenul dela curbura a mai fost cercetat și de unii geologi ai fostelor societăți petrolifere, dar că rezultatele acelor studii nu au făcut obiectul vreunei publicații.

Cu toate aceste numeroase studii, cunoștințele noastre asupra regiunii miocene dela curbura erau până acum de curând cât se poate de incomplete. Cauzele pentru explicarea acestei situații sunt cel puțin două:

1. Din punct de vedere economic, regiunea fiind considerată în trecut ca reprezentând un interes secundar, a fost relativ mai puțin cercetată de geologi, în comparație cu alte regiuni ale țării.

2. Din cauza problemelor stratigrafice și tectonice deosebit de dificile, care se pun în această regiune, ca o consecință a lipsei totale de fosile caracteristice, a faciesului detritic și de precipitație chimică uniforme, care revin adeseori, și a unei tectonici din cele mai complicate.

Se poate afirma că Saliferul dela curbura pune cele mai dificile probleme geologului stratigraf, probleme care sunt depășite numai de unele complexe, deasemenea nefosilifere, din seria Flișului.

## II. STRATIGRAFIA

Formațiunile care iau parte la alcătuirea acestei regiuni sunt Paleogenu și Saliferul.





## A) PALEOGENUL

Depozitele acestuia apar numai sub formă de lentile, a căror dezvoltare este dela unul până la câteva zeci de metri. Cea mai mare apariție este aceea de pe dreapta Pârâului Coza, la E de satul cu acelaș nume, mai sus de confluența cu P. Putnei. Asupra vârstei acesteia nu a avut loc nicio discuție. Alte apariții mai mici se găsesc în brechiile din cursul mijlociu al Pârâului Sărat, afluent al Văsuiului, la Vrâncioaia. Dar cele mai numeroase și mai cunoscute sunt cele de pe V. Algheanului, de pe P. Sărat, afluent al Zăbalei la N. de Năruja, și de pe stânga Zăbalei, din capătul de N al acestui ultim sat. Apariția tuturor acestora este legată de liniile tectonice mai importante ale regiunii.

Vârsta paleogenă a depozitelor oligocene din interiorul zonei salifere, recunoscută mai întâi, fie de ȘT. MATEESCU, fie de M. PAUCĂ, a fost contestată totuși de O. BOLGIU și de R. CIOCÂRDEL, care le atribue cunoscutelor șisturi bituminoase helvețiene. Noi considerăm, totuși, afirmația lor ca fiind pripită și suntem convinși că ei însuși vor reveni asupra acestei afirmații, când vor avea ocazia să cunoască mai bine regiunea. În schimb cele două petece de Oligocen puse pe harta lui R. CIOCÂRDEL (1944) și pe a Institutului Geologic (scara: 1:500.000) la S de Coza, nu există.

## B) SALIFERUL

Depozitele acestuia pot fi repartizate următoarelor patru orizonturi petrografice, care corespund unor complexuri de faciesuri detritice în alternanță cu faciesuri de precipitație chimică. Ele sunt:

1. Orizontul greso-conglomeratic cu material de roce verzi și cu ciment de culoare roșie;
2. Orizontul gresos inferior;
3. Orizontul marnos cu mult gips, cu șisturi bituminoase, gresie și puțin tuf dacitic;
4. Orizontul gresos superior cu microfaună și cu intercalații de marne albe cu *Spiralis* și cu mult tuf dacitic.

Dintre aceste patru orizonturi, orizonturile unul și doi formează un singur complex, între care există treceri continue atât în sens longitudinal, cât și în sens transversal. Ele au fost însă cartate separat, întrucât joacă un rol deosebit mai ales în morfologia regiunii. După părerea generală, ambele orizonturi ar aparține unui singur etaj miocen, anume Burdigalianului.

Orizontul marnos prezintă, în general, caracterele cu care este cunoscut orizontul gipsurilor superioare în tot lungul regiunii subcarpatice. În seria stratigrafică, el urmează să fie atribuit Helvețianului.



Cel de-al patrulea orizont aparține unui alt ciclu de sedimentare, caracterizat printr'o încetinire a aportului de material detritic, fapt care a favorizat în oarecare măsură și dezvoltarea microfaunei. Ținând seamă de dezvoltarea facială a Tortonianului dela exteriorul Carpaților, noi îl atribuim acestui etaj.

Comarate aceste orizonturi cu orizonturile separate de D. M. PREDA la N de Troțuș, constatăm următoarea echivalență:

1. Sub rocele atribuite Burdigalianului se află și aci un complex inferior care constă din marne cu gips, brecifiate, și cu masive de sare diapire. Acest complex ar putea corespunde seriei inferioare dela N de râul Troțuș, dar mai curând ar trebui separat ca o brechie tectonică, soluție acceptată de noi. Acest complex apare pe mari suprafețe și este cel mai bine dezvoltat în lungul liniei pericarpătice, al celei intrasalifere, pe linia marginală a Flișului, cât și pe falia care separă solzul Nr. 5 în N, de solzul Nr. 2 (V. Alghianului, P. Văsuilui și P. Zăbalei la N de Năruja) iar în S, de solzul Nr. 4, anume în regiunea dela N de Spulber.

În sprijinul acestei de a doua păreri vine și faptul că brechia ar reprezenta, cel puțin parțial, rocele flancului de E al anticlinalelor prinse dealungul liniilor de încălecare, roce despre care socotim că este imposibil să fi rămas în totalitatea lor ascunse la adâncimi inaccesibile.

Pe măsură ce cunoștințele noastre asupra tectonicii regiunii devin mai complete, această ipoteză rămâne singura care mai poate fi acceptată. Tot mai mult se impune explicarea unei poziții tectonice a sării și a genezei tectonice a brechiei ce o însoțește, în opoziție cu părerea exprimată că uneori brechia sării ar avea o origină sedimentară.

2. Orizonturile 1 și 2 dela curbura Carpaților corespund orizontului Conglomeratelor de Pietricica și celui roșu din reg. Bacău. De unde, deci, D. M. PREDA a separat acolo un orizont roșu independent, situat deasupra conglomeratelor, la curbură, marna de culoare roșie reprezintă însuși cimentul orizontului greso-conglomeratic.

3. Orizonturile marnoase superioare sunt echivalente în cele două regiuni, cu diferența că în reg. Bacău șistul bituminos nu este citat. În acest orizont se întâlnește la noi un banc de tuf dacitic, gros de 3—4 m, fin și argilos, în malul drept al Zăbalei, sub satul Tojan. Aspectul și greutatea specifică mare îl fac imposibil de confundat cu tuful tontonian, chiar și ca eșantion de colecție.

4. Orizonturile gresoase superioare, cu tuf dacitic și cu resturi de microorganisme dar și cu fragmente de *Pecten* și *Ostrea*, sunt de asemenea corespunzătoare în cele două regiuni dela N și S de Troțuș.

Cu toate că în regiunea noastră nu avem probe paleontologice indiscutabile asupra atribuirii acestor din urmă strate Tortonianului, trebuie să constatăm că faciesul detritic și de precipitație chimică al seriei precedente este înlocuit



și aici printr'un facies cu tendință organogenă, facies care în regiunile extracarpatiche este caracteristic Tortonianului. El este separat de stratele precedente printr'o discordanță, în care timp a avut loc o fază orogenică.

Oricare ar fi vârstele pe care le-am atribui celor trei complexe de roce separate de noi, acestea n'ar influența întru nimic interpretarea tectonică a regiunii. Pentru descifrarea acesteia, succesiunea stratigrafică, discordanțele și unele roce caracteristice sunt suficiente și ne dau posibilitatea de a ne orienta chiar și într'o tectonică destul de complicată, cum este aceea a depozitelor salifere dela curbura.

Chiar din comparația sumară de mai sus reiese că diteritele orizonturi stabilite în Salifer nu-și păstrează un facies identic pe mari distanțe. Totuși, credem că alternanța pe marile distanțe ale întregilor Subcarpați a unui facies predominant de precipitație chimică aquitanian și helvețian, cu complexuri diferite de faciesuri detritogene, precum și intervenția unui facies cu tendințe organogene, ne pune în prezența unor orizonturi care pot fi echivalate și urmărite pe depărtări de zeci de kilometri.

Datorită mării rarități a fosilelor, atribuirea acestor orizonturi celor trei etaje clasice ale Miocenului inferior și mediu n'a căpătat aprobarea tuturor geologilor. Nesiguranța relativă la orizontarea precisă a depozitelor studiate este mărită și de faptul că sedimentele miocene presarmațiene din regiunea subcarpatică nu pot fi dovedite a se prezenta în continuitate de sedimentație nici la limita lor inferioară și nici măcar la cea superioară. În regiunea noastră aceste două limite sunt marcate fără nicio îndoială prin scurte lacune stratigrafice, care s'au produs în timpul celor două faze de cutare ce încadrează depozitele miocene presarmațiene la partea lor superioară și la cea inferioară. Dintre aceste două întreruperi, cea mai mare dificultate ne-o cauzează imposibilitatea de a constata relațiile care marchează începutul seriei sedimentare miocene. Tectonica destul de complicată a regiunii de contact dintre zona Flișului și cea saliferă, precum și variația pe orizontală a faciesurilor sub care se prezintă diferitele etaje, maschează și mai mult succesiunea stratigrafică.

Lipsa continuității de sedimentație dintre depozitele salifere și cele anterioare ar reieși și din ipoteza susținută în ultimul timp asupra vârstei eocene a complexului de roce, care până acum a fost atribuit Oligocenului de facies marginal.

Dacă vârsta miocenă a depozitelor studiate n'a fost pusă la îndoială niciodată, orizontarea lor precisă ar putea fi încă un subiect de controversă. Într'adevăr, în discuțiile asupra vârstei depozitelor miocene presarmațiene din Subcarpați, distingem două tendințe: una din ele afirmă existența unei serii sedimentare continue dela Oligocen până la Sarmațian. După această părere,



admisă de majoritatea geologilor români, depozitele cercetate ar cuprinde toate etajele Miocenului presarmațian. Totuși, noi nu putem distinge decât numai trei complexuri sedimentare, pe care le-am atribuit Burdigalianului, Helvețianului și Tortonianului. Ceeace unii geologi (O. PROTESCU, ȘT. MATEESCU, etc.) separă în regiunea dela curbura Carpaților ca aparținând Aquitanianului, reprezintă în mod mai sigur numai brecea care învăluește masivele de sare. Atribuirea acestei breții Aquitanianului se datorește numai faptului că ea apare cel mai adesea de sub conglomeratele care în mod obișnuit sunt atribuite Burdigalianului. Totuși, pe liniile de încălecare mai puțin importante și lipsite de sare, acest complex nu apare nici el.

Cea de a doua părere emisă de S. ATHANASIU tinde să susțină că depozitele așa numite salifere dela noi ar avea o vârstă tortoniană, la care, după unii s'ar adăugi cel mult Helvețianul.

O nouă descriere lithologică amănunțită a rocilor ce intră în compoziția acestor patru orizonturi ni se pare de prisos întrucât ea este aproximativ aceeași în toată regiunea subcarpatică și a fost dată în numeroase alte lucrări. Ea ar avea rost numai într-o descriere monografică, atât de necesară, a Saliferului din Subcarpați.

Mai mult decât în alte regiuni, gipsul nu se prezintă aci niciodată masiv și curat, ci fiecare orizont constă din numeroase strate subțiri, între care se găsesc și slabe intercalațiuni marnoase. Atât aceste intercalațiuni, cât și materialul detritic fin, care impregnează însăși stratele de gips, noi le atribuim unei sedimentații eoliene, întrucât regimul arid ce domnea în timpul depunerii gipsurilor nu permitea un aport de material detritic prin scurtele cursuri de ape depe continentele apropiate. Distribuția rocilor atribuite fiecăruia din aceste orizonturi nu are un caracter absolut constant. În mod excepțional se întâlnește gips, în cantitate redusă, chiar și în orizontul greso-conglomeratic, iar în cantitate mai mare gipsul se întâlnește și în orizontul gresiilor inferioare,

Orizontul gresiilor inferioare se caracterizează, în special, prin marele număr de urme de valuri și de hieroglife. Dacă primele nu prezintă nicio importanță pentru orizontarea stratelor, întrucât ele apar pe ambele supratețe ale acestora, cu totul alta este importanța hieroglifelor, printre care aci marea majoritate o formează în realitate scurgerile de noroi. În succesiunile de strate lipsite de complicații tectonice, acestea apar constant pe aceeași suprafață de E sau de W a unei serii continue, după cum avem de a face cu flancul de W sau de E al anticlinalelor. Hieroglifile ne sunt, în consecință, de mare folos pentru a ne putea da seama cu care flanc, de E sau de W, al cutelor avem de a face în această regiune, caracterizată printr-o serie de strate izoclinale. Cu tot marele număr de hieroglife existente și importanța lor în urmărirea problemelor tectonice, acest criteriu n'a fost folosit de cercetătorii anteriori în vederea descri-



frării tectonicii regiunii. Consecința a fost o interpretare mult eronată a structurii geologice.

Numeroase hieroglife se întâlnesc și în orizontul marnos superior.

Hieroglifele sunt caracteristice suprafețelor inferioare ale bancurilor de gresie și se întâlnesc numai acolo unde aceasta vine în contact cu un strat marnos, oricât de subțire ar fi el. Geneza hieroglifelor trebuie interpretată ca o



Fig. 1.— Impresiuni de pași de păsări din Helvețian. Picioroange (?) de pe V. Porcului (Andreiașul de Jos).

consecință a acelor nenumărate mișcări tectonice de amplitudine minimă, caracteristice sedimentației din geosinclinalul carpatic, mișcări care determina ca stratele gresoase cu o densitate mai mare să nu rămână în echilibru deasupra stratelor marnoase cu densitate mai mică. Lipsa constantă a hieroglifelor pe suprafețele superioare ale gresiilor se datorește faptului că acestea, având o densitate mai mare, nu erau influențate de stratele de argilă mai ușoară de deasupra.

Urmărirea poziției hieroglifelor din aceste orizonturi, în vederea descifrării tectonice, ne-a condus la descoperirea surprinzătoare a unui mare număr de pași de păsări. În 1940 găsisem pe V. Porcului, la Andreiașu, câteva urme ale unui Palmiped (*Sterna*), care reprezentau cea de a doua descoperire de acest fel în Saliferul nostru. Prima descoperire o datorăm lui H. GROZESCU și provine din Helvețianul de pe V. Schitul Frumoasa, reg. Bacău. De această dată





Fig. 2. — Impresiuni de pași de păsări din Helvețian. Urme de Picioroange de pe V. Pețicu (N de Paltin). Micșorat aprox. de 3 ori.

am întâlnit urme de pași de păsări în nu mai puțin de trei puncte (pe V. Nărujei la W de Nistorești, pe P. Pețicu la S de V. Râpei și pe P. Porcului) mai



jos de confluența cu P. Corbului), dintre care în două, pașii acoperă lespezi cu o supraplașă de mai mulți metri pătrați. Din aceste trei feluri de păsări, două aparțin Picioroangelor (fig. 1 și 2), și una Palmipedelor (fig. 3).



Fig. 3. — Impresiuni de pași de păsări din Helvețian. Urme de palmiped de pe V. Nărujei (W. Nistrcești). Micșorat la aprox.  $\frac{1}{2}$ .

În afară de hieroglife și de urme de păsări, urmărirea atentă a suprafețelor stratelor din acest orizont a dat la iveală marele număr de crăpături de uscare, care dealtfel nu lipsesc nici din orizontul conglomeratic și nici din acel gresos inferior. Împreună cu acestea se găsesc și numeroase urme negative de picături de ploaie.

Dar roca cea mai caracteristică din orizontul marno-gipsos superior atribuit Helvețianului, este reprezentată prin acel și st dolomitic bitu-



minos, cunoscut geologilor de mai bine de 15 ani, care se întâlnește destul de des, dar numai în acest orizont. Încă dela începutul cercetărilor noastre, am putut constata că șistul bituminos apare în strânsă legătură cu gipsul. Numai în cazuri foarte rare se găsește și izolat. Câteodată el se găsește și în interiorul stratelor de gips mai groase, cum este cazul pe P. Leadova (N de satul Vrâncioaia) sau în dealurile dela S de Prahuda. Examinarea amănunțită a raporturilor dintre gips și șistul bituminos, confruntată cu orientarea urmelor negative ale crăpăturilor de uscure m'au condus la concluzia că șisturile bituminoase se află în mod normal la baza gipsului. Această poziție era dealtfel de așteptat întrucât șistul dolomitic nu reprezintă altceva decât primul precipitat, anume carbonații, care s'au depus la începutul concentrării apelor lagunare, din soluția complexă de săruri ce conțineau acestea.

Analiza chimică a acestui șist, făcută în laboratorul de chimie al Institutului Geologic, arată că este vorba de 26,27% CaO, 43% MgO și de 17,80% SiO<sub>2</sub>. Procentul de 29,10% CO<sub>2</sub> arată că CaO și MgO se află combinați sub formă de dolomit.

Totuși, nu toate stratele de gips posedă în baza lor stratul de dolomită corespunzător. În cele mai multe cazuri gipsul s'a depus independent de carbonat. Ar fi de urmărit dacă prezența sau absența din anumite puncte a dolomitului de sub gips reprezintă un fenomen constant pe direcția fiecăruia dintre strate, sau dacă nu cumva același strat de gips se află în unele regiuni pe dolomit, pe când în altele este lipsit de acesta.

Șistul bituminos conține rareori schelete de Pești, care constau însă din forme ce nu reprezintă specii caracteristice. În lipsă de orice alte macrofosile, cantitatea redusă de bitumen din ele urmează că a luat naștere din microfaună, asupra prezenței căreia nu cunoaștem să se fi făcut vreo investiție. Acea microfaună ar fi rezistat concentrării sărurilor de fiecare dată, până ce concentrarea devenea așa de mare încât începeau să se depună carbonații, când ea pierdea, dând naștere substanțelor bituminoase.

Grosimea acestui șist, care apare sub forma mai multor bancuri, este în general numai de 0,5 m. Uneori însă, ea poate ajunge până la 2 m. Ținând seama de această grosime, în general redusă, se pare că pentru regiunea de care ne ocupăm, ele n'au o importanță deosebită în geneza hidrocarburilor. Rocamamă principală a acestora rămâne a fi considerată mai departe tot șistul disodilic al Paleogenului.

Raporturile genetice dintre șistul bituminos și gips fiind astfel stabilite, poziția primului, imediat la E de gips, adică dedesubtul lui, ne indică prezența flancului de W al unui anticlinal, după cum prezența sa imediat la W de gips, adică deasupra acestuia, ne dovedește că avem de a face cu flancul de E al anticlinalului.





Descoperirea acestui criteriu nebănuit până acum ne-a fost de un real folos pentru descifrarea tectonicii în seria de strate monoclinale studiate, serie care prezintă o tectonică destul de complicată, un facies variabil atât pe direcție cât și pe verticală, și în care fosilele caracteristice lipsesc cu desăvârșire.

Faciesurile pe care le prezintă diferitele etaje nu rămân constante nici chiar în această regiune atât de limitat. Ele se schimbă atât pe direcția aceleiași cute, cât și dela o cută la alta, începând dela E în spre W. Această schimbare este evidentă, în special când comparăm faciesurile sub care se dezvoltă același etaj în cele două unități tectonice, de E și de W, de care urmează să ne ocupăm imediat. Așa, de exemplu, conglomeratele atribuite Burdigalianului apar numai în unitatea externă, iar în aceasta sunt formate din blocuri mari numai într-o singură regiune, anume la Țopești. Urmărind cuta dela Țopești pe direcția ei în ambele cazuri, conglomeratele grosiere sunt înlocuite prin microconglomerate sau chiar numai prin gresii și apoi prin marne roșii. În alte cute din unitatea tectonică externă, orizontul conglomeratic este înlocuit prin marne roșcate, adică prin cimenturi care leagă conglomeratele.

Profile-tip, care să poată fi urmărite în toate cutele, atât în sens longitudinal, cât și în sens transversal, nu pot fi stabilite, deci în Saliferul dela curbura, desigur din cauza caracterului lagunar al sedimentației, care, în amănunt, nu prezenta un caracter unitar pe mari distanțe. Cu totul alta este situația în Sarmato-Pliocenul dela curbura, unde un asemenea profil-tip are valabilitatea pe distanțe de peste 60 km, între râurile Șușița și Râmna.

În unitatea tectonică internă, roce care ar putea fi atribuite Burdigalianului lipsesc complet la suprafață, dar breția conține adesea o roșeață care nu poate proveni decât din acest etaj.

Dar ca exemplul cel mai vorbitor pentru a ilustra deosebiriile de facies dintre cutele unității tectonice externe, în comparație cu acelea din unitatea internă, poate fi dat Helvețianul. Imaginea obișnuită pe care și-au făcut-o geologii asupra dezvoltării faciale a acestui etaj, în regiunea dela curbura, este aceea a unei alternanțe de marne cu puțină gresie, dar cu mult gips și cu apariții de șisturi bituminoase. Această dezvoltare facială este caracteristică numai pentru unitatea tectonică de E a Saliferului. În unitatea de W, Helvețianul se prezintă mult mai gresos și mai sărac în gips și în șist bituminos. Ultimul apare aci uneori chiar și independent. În afară de aceasta, în Helvețianul unității tectonice interne se găsește o marnă de culoare vișinie, groasă uneori până la 50 m. Această marnă se deosebește net la culoare de aceea a cimentului conglomeratelor burdigaliene și nu posedă nimic corespunzător în Helvețianul zonei externe.

Pentru descifrarea tectonicii primelor trei orizonturi, care prezintă o dezvoltare mai mult sau mai puțin continuă, apărând pe hartă sub forma unor



zone paralele orientale N — S, este remarcabil modul de apariție al celui de al patrulea orizont, atribuit Tortonianului. Prezentarea acestuia, sub formă de lentile cu o dezvoltare mai mult sau mai puțin locală, ne dă totodată și posibilitatea stabilirii uneia din fazale de mișcare care a cutat depozitele pretortoniene.

Intr'adevăr, Tortonianul apare sub forma unei serii de petece lungi până la 5 km și late de 2 km în solzul cel mai extern al cutelor salifere, unde este cunoscut în culmile: Teiușul (826 m), imediat la N de cota 445 (V. Sării), Vf. Răiușul (996 m) și Vf. Titila (865 m) dela S de Andreiașul de Jos. Păstrarea lui pe marginea externă a Saliferului este în legătură cu scufundarea pe care a suferit-o cuta cea mai externă a depozitelor salifere în timpul fazei de cutare presarmațiene. Alte apariții, deasemenea importante, de tuf dacitic, din culmile numite « la Hambare » și Piatra Berzei (735 m), sunt în legătură cu o altă zonă de scufundare, de această dată axială, pe care o prezintă depozitele din regiunea satului Nereju.

În restul Saliferului, Tortonianul apare numai pe suprafețe foarte mici, uneori numai de câteva zeci de metri pătrați, indicând fie prezența unor falii (Năruja, P. Sărat — Reghin, cota 703 W de Paltin), fie axe de sinclinale (Culmea Tojanului, D. Feticu, N de Hăulișca).

Macroscopic, tuful dacitic prezintă o structură foarte fină, făcând impresia că a suferit un lung transport înainte de a fi depus. Culoarea sa este în general verde, după cum se poate constata în culmile Răiușul, Teiușul și « la Hambare ». Această culoare este o consecință a alterării și mineralizării suferite. Mineralizările din cuprinsul faliei pericarpatică ne sunt cunoscute din studiile lui T. GHÎȚULESCU și M. FILIPESCU. Ele pot fi urmărite pe o distanță de peste 10 km între Andreiașu și V. Sării, dar cele mai interesante se prezintă la Andreiașu. În culmea « la Hambare » tuful dacitic prezintă în plus o mare duritate, ceea ce este probabil în legătură cu un fenomen de silicifiere.

În punctele unde faliile nu sunt întovărășite de mineralizații sau în punctele unde tuful dacitic apare ca umplutură de sinclinal, el este întotdeauna de culoare albă.

### III. TECTONICA

#### A) FAZE OROGENICE

Repetatele mișcări, despre care avem cunoștiință că au avut loc în timpul Paleogenului, nu s'au rărit la număr și n'au slăbit ca intensitate nici în cursul Miocenului. Se pare chiar, dimpotrivă, că aci ar fi avut loc o intensificare a lor, întrucât în scurtul interval de timp al Miocenului au avut loc nu mai puțin de trei faze din cele mai importante. Dar și între aceste trei paroxisme,





ridicarea regiunilor carpatice interne n'a încetat, ceea ce reiese din marea grosime a sedimentelor (cca 2000 m), care s'au depus în marea mult îngustată a Saliferului în urma puternicelor cutări care s'au produs la limita Oligocen-Miocen. Această fază de cutare este de o deosebită importanță prin faptul că ea a îngrădît apele în acele canale înguste, adânci și fără comunicație între ele, în care s'au depus masivele de sare.

În Miocenul dela curbura Carpaților distingem prezența următoarelor trei faze orogenice:

1. Faza miocenă inferioară, care a dat naștere conglomeratelor poligene, atribuite Burdigalianului. Spre deosebire de toți cercetătorii anteriori, care atribue acele conglomerate unei transgresiuni, noi le atribuim unei faze orogenice, al cărei rezultat a fost acea îngustare apreciabilă a mării miocene, care a putut permite o nouă concentrare a apelor cu depunerea gipsului din Helvețian.

Culoarea roșie a cimentului acestor conglomerate dovedește stabilirea în apropiere a unui uscat arid.

Atribuirea numeroaselor orizonturi de conglomerate din Fliș, ca și al aceleia din Salifer, unor transgresiuni, este cauza pentru care nu s'a ajuns nici până acum la o interpretare justă a evoluției geosinclinalului carpatic, începând dela formarea sa din Cretacic și până la sfârșitul Miocenului. Părerea noastră este că numeroasele orizonturi de conglomerate, ca și discordanțele pe care le întâlnim în sedimentele de acea vârstă, nu sunt altceva decât consecințele cutărilor repetate, suferite de depozitele acestei mări muribunde. Este lipsit de orice logică să vorbim de atâtea transgresiuni într'un geosinclinal care, până la sfârșit, știm că a trebuit să dispară.

2. Cea de a doua fază orogenică se manifestă prin prezența discordanței dintre complexul gipsurilor helvețiene și orizontul gresos superior cu microfaună, atribuit Tortonianului. Lipsa unui orizont de conglomerate care să marcheze această fază orogenică poate fi atribuită fie unei intensități mai radusă a mișcărilor, fie mai curând faptului că maximum de intensitate al acestora a avut loc într'o regiune situată mult spre interiorul Carpaților. De aci provine discordanța tectonică pe care o prezintă cel mai adesea depozitele tortoniene, care ocupă în special culmile înalte, în timp ce văile dintre ele sunt tăiate în depozite cutate până la verticală.

3. Ultima fază orogenică importantă este aceea dintre Tortonian și Sarmatian, aparținând probabil Tortonianului superior. Vârsta acestei faze rezultă în special din faptul că nicăieri, în regiunea dela curbură, nu se poate constata o concordanță tectonică sau continuitate de sedimente între aceste două etaje. Dealtfel, se știa că această ultimă fază este una din cele mai importante, întrucât ea a produs încălcarea Flișului peste Salifer.



## B) UNITĂȚI TECTONICE

Din punct de vedere tectonic, regiunea studiată reprezintă o unitate perfect individualizată între zona Flișului și cea sarmato-pliocenă. Ca rezultat al fazelor de mișcare descrise, în cuprinsul zonei salifere constatăm existența a două unități dispuse longitudinal, între care stilul tectonic diferă destul de mult, fapt care rămăsese necunoscut până în prezent. Într'adevăr, în Mediteraneanul dela curbura Carpaților se poate distinge o zonă de solzi în răsărit, care se întinde dealungul faliei pericarpatică și o zonă de sinclinale în apus, care ocupă jumătatea de W a Saliferului, luând contact cu zona Flișului (vezi schița tectonică și fig. 8).

Aceste două zone sunt separate printr'o linie de falii a cărei importanță scăpase cercetătorilor din trecut. În N, ea începe dela Tulnici și se continuă prin-regiunea satelor Spinești, Vrâncioaia, Nistorești și Paltin. La S de acest sat, caracterul ei se schimbă ca o consecință a scufundării axiale pe care o suferă Saliferul la nivelul satului Nereju, devenind o simplă falie fără brechie și masive de sare. Importanța pe care trebuie să o atribuim acestei falii nu rămâne cu mult în urma importanței de mult recunoscută a faliei pericarpatică. Dată fiind importanța ei, noi o numim *falia intrasaliferă*.

Unitatea tectonică de răsărit constă dintr'un număr de trei solzi la nivelul satului Tulnici și din cinci solzi între Nereju și cătunul Răchitașu. Limitele de încălecare ale acestora sunt aproximativ paralele, atât între ele, cât și cu linia pericarpatică. Ca orientare generală, depozitele acestei zone se prezintă NNW - SSE în jumătatea ei de N până la o linie care ar uni regiunea satului Nistorești cu muntele Răiuț (966 m). La S de această linie, depozitele capătă o direcție predominantă N — S.

1. *Zona de solzi.* Solzii ce compun zona de E a Saliferului, constau în cea mai mare parte din flancul de W al anticlinalelor din care provin și numai în mod cu totul secundar apar și petece din flancul estic al anticlinalelor respective.

Lipsa flancului de E al anticlinalelor reprezentate prin solzii din regiunea dela curbura nu este deloc surprinzătoare. Într'adevăr, în marea dezvoltare pe care constatăm că o ia brechia în această unitate tectonică, noi vedem prezența rocelor care, într'o fază inițială a cutărilor, formau flancul de E al anticlinalelor existente atunci, remarcăm că, cu cât ne raportăm la regiuni situate mai la S, cu atât depozitele aparținând flancului estic al anticlinalelor devin mai numeroase. Aci ne aflăm în regiunea de tranziție în spre cutele cu caracter diapir care apar în Subcarpații Munteniei răsăritene.

În această unitate apar toate cele patru orizonturi ale Saliferului.

În unitatea tectonică de E distingem următorii solzi începând dela E spre W:





a) Solzul care urmărește culmea cu D. Pricopie și Vf. Pleșului trece prin satul Valea Sării, D. Jariștei, D. Ursului și D. Curmătura, putând fi urmărit până în regiunea satului Andreiașu. Acest solz este limitat la E de falia pericarpatică care apare însoțită de o puternică brechie, cu o lățime variabilă începând dela 200 până la peste 500 m, formată din marne cu mult gips macro-

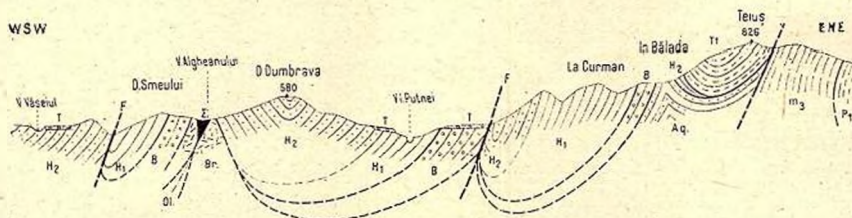


Fig. 4.—Secțiune ENE—WSW prin regiunea satului Bârsești (a— a). Scara 1:80.000

Ol, Oligocen; E, masive de sare; Br, Brechie; Aq, Aquitanian; B, Burdigalian; H<sub>1</sub>, Helvețian (marne); H<sub>2</sub>, Helvețian (gresii); Tt, Tortonian; m<sub>3</sub>, Sarmatian; P<sub>1</sub>, Meotian; T, terasă; F, Falie.

cristalin și cu material de roce verzi. În zona de dezvoltare a acestei brecii se găsesc, pe mari suprafețe, depozitele de vârstă tortoniană amintite din culmile Teiușul, Răiutul și Titila (fig. 4 și 5). Raporturile dintre Tortonian și solzul de-

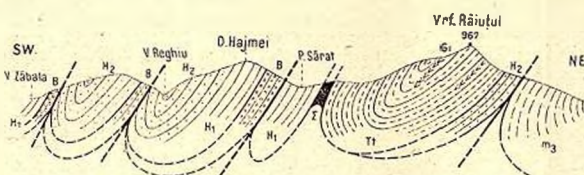


Fig. 5.—Secțiune E—W, între Vârful Răiut și satul Năruja (c— c). (Scara 1:80.000)

B, Burdigalian; H<sub>1</sub>, Helvețian (marne); H<sub>2</sub>, Helvețian (gresii); Tt, Tortonian; m<sub>3</sub>, Sarmatian; Gi, gips; Σ, sare.

scriș sunt acelea că la N de Putna, Tortonianul apare la exteriorul solzului, iar pe măsură ce ne îndreptăm spre S, Tortonianul ia contact cu unități din ce în ce mai interne ale acestui solz, până ce, la S de Andreiașul de Jos, Tortonianul din Culmea Titila se află

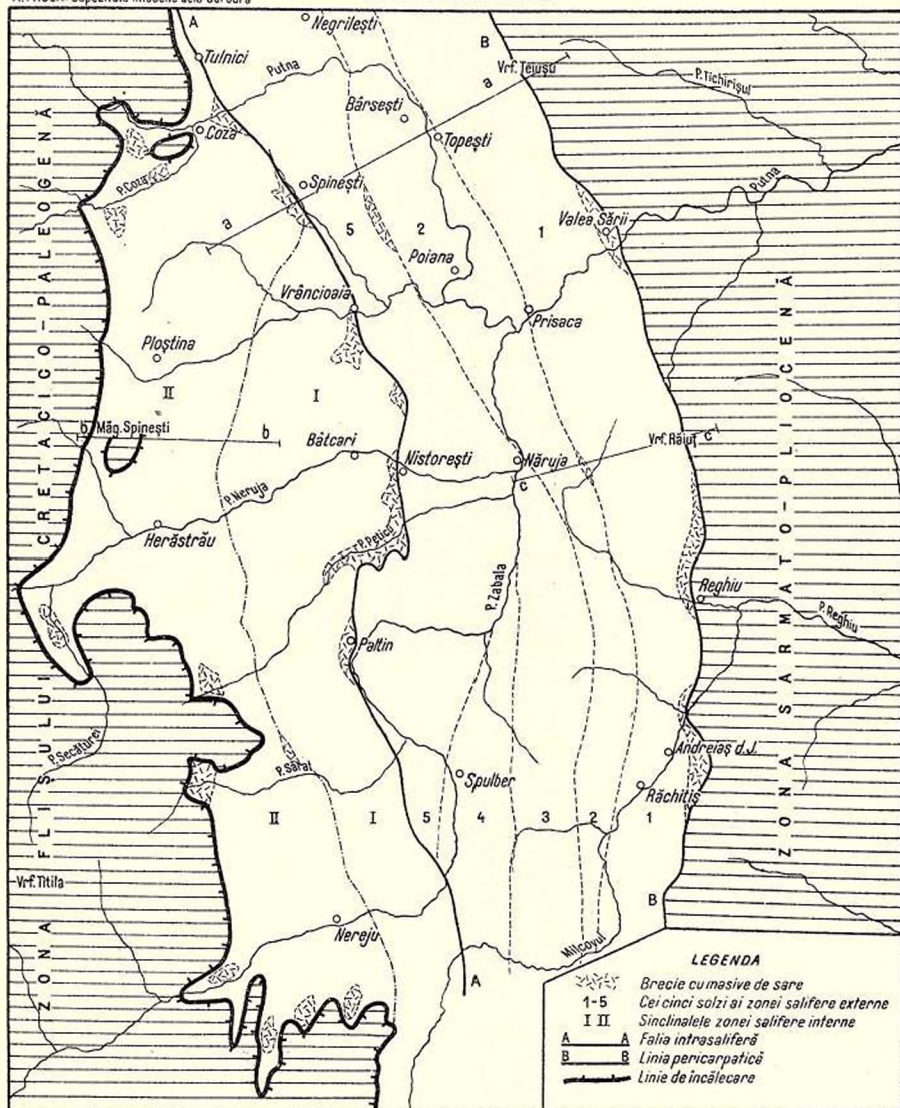
în imediata vecinătate a solzului următor din spre W.

b) Al doilea solz trece pe la E de Negrilești, apoi prin regiunea satelor Bârsești, Prisaca, de unde traversează Putna pentru a ocupa D. Piatra, D. Hâjmei, D. Boului și D. Gorunului. De aci se îngustează în spre S pentru a trece prin D. Șerpilor și să ajungă în V. Milcovului la confluența cu P. Fetigului. Linia de încălecare care îl separă de solzul precedent este marcată printr'o lentilă de tuf dacitic în cursul mijlociu al Pârâului Sărat, afluent al Reghiului, precum și de o puternică sărătură cu brechie care apare în anticlinal. Afirmatia lui R. CIOCÂRDEL că masivul de sare de aci ar fi dovada existenței unui al doilea orizont, în care s'au depus masive de sare, n'a putut fi confirmată prin

M. PAUCĂ  
**SCHIȚA TECTONICĂ A SALIFERULUI DELA CURBURA CARPAȚILOR**

M. PAUCĂ: Depozitele miocene dela Curbură

0 1 2 3 4 5 Km.



ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC-VOL. XXIV

Impr. Atel. Comit. Geol.



Institutul Geologic al României



cercetările noastre. În plus, noi suntem de părere că dovezile existenței unui nivel cu masive de sare la limita Helvețian-Tortonian nu este de așteptat să se găsească aci într-o regiune de ridicare axială a regiunii subcarpatice, ci ele ar trebui căutate mai curând în regiuni de scufundare, cum sunt acelea situate mai la N și la S de a noastră.

Acest solz prezintă maximum de lățime în regiunea satului Poiana, unde atinge 4 km. Nu este o simplă întâmplare că aceasta este chiar singura regiune unde conglomeratele burdigaliene ating maximum de grosime și sunt formate din dimensiunile cele mai mari. În regiunea dela S de Reghiu el se îngustează mult și rămâne uneori chiar sub 1 km. Orizontul său roșu se poate urmări în spre S numai până în P. Piscului, pe care nu-l depășește, la fel ca Burdigalianul solzului precedent. Linia de încălecare trece apoi prin P. Arșița, afluent pe dreapta Reghiului, fiind marcată de câteva izvoare slab sărate, precum și prin șeaua de pe Culmea Arșița Mică.

c) Al treilea solz începe la N din regiunea satului Năruja și se îndreaptă spre S, prin Culmea Reghiului, apoi prin D. Arșița Mare, Culmea Ursoaiei, D. Cheii și pe la E de Vf. Răchitașu.

d) Al patrulea solz are deasemenea o dezvoltare locală. El începe în N din regiunea de curbura a Zăbalei (S de Năruja), cu o lărgime numai de câteva sute de metri, urmărind mai întâi V. Zăbalei, apoi cursul inferior al Pârâului Tojanului și lărgindu-se tot mai mult spre S, până când, în dreptul Dealului Bălan (794 m) el atinge o lățime de cca 2,5 km. Linia de încălecare urmărește în această regiune cei doi afluenți orientați N — S, prin contopirea cărora ia naștere P. Fetigului. Această cută capătă în spre S caracter de sinclinal, întrucât în axul ei apare tuf dacitic și gresie tortoniană.

e) În sfârșit, cel de al cincilea solz prezintă o dezvoltare continuă prin toată regiunea studiată. În N, în regiunea dela W de Negrilești, el prezintă o lărgime de 3 km. De aci el se îngustează în spre S pentru a măsura numai 2 km în regiunea satului Vrâncioaia și a se lărgi din nou la nivelul satului Năruja. El trece apoi pe la E de Paltin, unde atinge lățimea maximă de 4 km, pentru a se îngusta repede și a dispărea în regiunea cotiturii pe care-l face Zăbala mai jos de Nereju, unde solzii 3 și 4 ating maximum de lărgime. Scufundarea în spre S, pe care o prezintă această cută, se manifestă și aci prin apariția Tortonianului la cota 735. Pe această linie de încălecare apare în cursul superior al Pârâului Vâlcica, la Bârsăști, un izvor cu  $H_2S$ , precum și masivul de sare cu breția lui din capătul de N al satului Spulber.

Importanța încălecărilor dintre fiecare din acești solzi nu poate fi precizată pentru motivul că eroziunea nu este suficient de adâncă, iar planul de încălecare este foarte înclinat. Totuși, ținând seamă de lipsa flancurilor de E ale anticlinalelor din care provin acești solzi și de faptul că grosimea depozitelor

salifere poate fi apreciată la cifra de 2000 m, trebuie să admitem o încălecăre minimă de 2 km.

Dintre toate liniile de încălecăre, aceea dintre solzul 4 și 5 este însă cea mai importantă, întrucât în jumătate de N a regiunii, solzul 5 ia contact cu solzul al 2-lea dealungul unei linii pe care apare un număr deosebit de mare de masive de sare, precum și puternice sărături în cuprinsul unor brecii conținând lentile de Oligocen, brecii a căror lățime se ridică până la 300 m. Incălecarea solzului 4 pentru a veni în contact cu solzul 2 poate fi apreciată pentru regiunea dela N de Năruja prin dispariția unui pachet de strate groase de aproximativ 10 km. Aceasta se poate vedea pe V. Algeanului și apoi mai jos de confluența acestuia cu P. Văsuiului, pe dreapta sa, unde brecea se întinde pe o distanță de peste 3 km, conținând trei masive de sare și o cantitatea apreciabilă de Oligocen (menilite și gresie) strivit. Mai spre S, pe aceeași linie de încălecăre, Oligocenul apare sub formă de mici lentile, până în capătul de N al satului Năruja, unde el constă din disodile cu Pești.

2: *Linia intrasaliferă.* Aceasta începe prin a urmări marginea de E a satului Tulnici, unde, în P. Cireșului, brecea are numai o slabă desvoltare, posedă totuși izvoare cu  $H_2S$ . Trecând pe la S de Putna, încălecarea este marcată prin puternica breacie cu multe izvoare sărate ce apar în Râpa Roșie. Ea trece apoi prin șeaua cu cota 575 de pe culmea cu acelaș nume, urmărește P. Furcitură, ajunge în vatra satului Spinești, unde este marcată printr'o puternică breacie cu săruri, dar fără masive vizibile, contrar celor constatate de R. CIO-CÂRDEL. Ea urmărește apoi aproximativ V. Leadovei până la Vrâncioaia. La S de acest sat, linia trece prin P. Sărat, afluent pe dreapta Văsuiului, unde apar câteva masive de sare neexploatate, prinse într'o puternică breacie, largă de aproape 1 km, cu lentile de menilite și de disodile. De aci linia intrasaliferă trece pe la E de D. Piatra (576 m) pentru a ajunge la cota 393 din fundul altui P. Sărat, afluent al Zăbalei la N de Năruja. Apoi se îndreaptă spre S pentru a trece prin regiunea satului Nistorești unde taie P. Năruja la punctul numit « Livada lui Gheormac ». Pe dreapta Nărujei, această linie poate fi urmărită mai întâi pe P. Humei, trece culmea spre S în P. Pețicu, ajungând în porțiunea orientată N — S a acestuia. Curând însă linia intrasaliferă devine NNE — SSW, urmărind pe o distanță de vreo 2 km P. Pețicu, unde brecea se prezintă bine desvoltată, cu numeroase izvoare sărate puternic și cu o culoare predominantă neagră. Falia trece apoi peste Culmea Paltinului, pentru a apărea în vatra satului Paltin, unde brecea atinge o lățime de aproape 1 km. Zona de breacie se termină în capătul de S al acestui sat, pe când falia intrasaliferă, marcată prin câteva mici sărături în albia Pârâului Țăpău, poate fi urmărită în direcția SE pentru a trece pe la E de cota 735, Dealul Bezei.





Importanța scăzută pe care o prezintă această falie în regiunea de la S de Paltin, am văzut că este o consecință a scufundării axiale, pe care o prezintă în această direcție depozitele de vârstă saliferă.

3. *Zona de sinclinale.* În unitatea tectonică din W, constatăm existența numai a două mari cute complete, la care s'a păstrat, deci, în întregime și flancul de W, ceea ce se poate recunoaște foarte ușor prin apariția hieroglifelor pe fața superioară a stratelor. Spre deosebire de cutede din unitatea de E, care prezintă o lărgime numai de 1 km, maximum 3 km, lărgime care pe direcție nu rămâne constantă, cele două cute din zona apuseană prezintă o lărgime de cca 4 km, iar aceasta rămâne aproximativ constantă.

Cuta de E, pe care o numim sinclinalul Spinești—Piatra Bezei, se întinde pe o distanță de cca 20 km, fiind mărginită la E de falia intrasaliferă. Maximum de lățime o posedă V. Nărujei, care o taie transversal. În jumătatea de N a acestei cute, direcțiile se prezintă N 5°—15° E, făcând deci un unghi de 20°—40° cu direcțiile situate imediat la E de falia intrasaliferă. În jumătatea de S a acestei cute, situată la S de P. Năruja, întâlnim direcții N 5°—20° W. Aceste două feluri de direcții, care se regăsesc și în cea de a două cută a acestei zone, la N și S de P. Năruja, sunt conforme cu conturul pe care îl prezintă depozitele Flișului din această regiune.

Jumătatea de N a acestui sinclinal prezintă între Vrâncioaia și P. Pețicu, un sinclinal secundar, larg numai de 1 km, separat de restul depozitelor printr-o falie, marcată în P. Nărujei prin puternica brechie cu sărături situată la N de biserica din Bâtcari (Nistorești). Cu toate că aci, în imediata apropiere a suprafeței, lipsește un masiv de sare evident, natura diapiră a acestei brechii se poate constata din pozițiile orientale W—E, existente pe dreapta Nărujei, la SE de biserica din cătunul Bâtcari. Aceste poziții, care de altfel pot fi urmărite pe o distanță numai de vreo 300 m, au indus în eroare pe O. BOLGIU și R. CIO-CÂRDEL. Aceștia figurează în hărțile lor o cută orientată aproximativ ENE—WSW, formată din marne burdigaliene, cută care ar apărea pe o distanță de vreo 4 km în albia Nărujei, între satele Colțari și Nistorești. Din fericire, pe această porțiune a Nărujei deschiderile sunt neîntrerupte și se află numai în complexul marno-gresos al Helvețianului. Pe stânga văii Năruja el se continuă prin vârful numit Pietrile lui Bahnă (fig. 6).

Supuse unui studiu incomplet, condițiile tectonice din apropierea faliei intrasalifere pot să ducă într'adevăr la concluzii eronate. Așa, de exemplu, existența cutede admisă de acești doi geologi este în discordanță vădită cu orientarea generală N—S a tectonicii întregii regiuni, care nu permite existența unei cute situate exact perpendicular pe restul cutelor. Această cută este de domeniul fanteziei și pentru motivul că V. Nărujei posedă pe



această porțiune deschideri ideale, care nu lasă nicio posibilitate ipotezelor.

În regiunea principală a acestui sinclinal, axul, său este bine marcat prin petecul de tuf dacitic al Tortonianului, păstrat în Culmea Feticu, la N de cătunul Buflari. Mai spre S axul sinclinalului trece prin cota 813 (Vf. Țăpău), la W de care hieroglifelē apar pe suprafața superioară, de W, a stratelor.

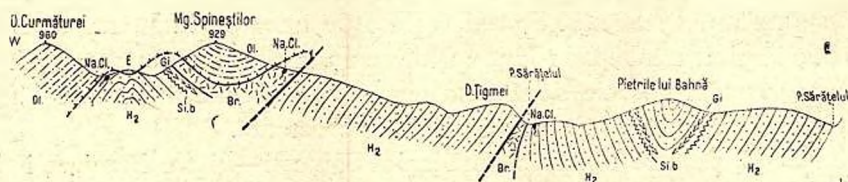


Fig. 6. — Secțiune prin D. Curmăturii — Mg. Spinești — P. Sărățelul (*b — b*).

Scara 1:80.000

E, Eocen; Ol, Oligocen; H<sub>2</sub>, Helvețian (gresii); Br, brechie; —Gi, gips; Sb, șist bituminos; NaCl, izvor sărat.

Cea de a doua cută a acestei zone se întinde între Tulnici și Nereju, pe o distanță de vreo 24 km, păstrând o lărgime aproape constantă, cuprinsă între 3 și 4 km. Falia ce o separă în spre E de cuta precedentă este marcată la S de Spinești și pe P. Feticului (N de cota 642 din șea) prin câteva izvoare sărate mici, apoi prin izvoare cu H<sub>2</sub>S (gura Pârâului Măgurii, afluent al Pârâului Nărujei, etc) și printr-o lentilă de Tortonian în cota 703, W de Paltin și în fine prin brechia de pe P. Sărat dela SW de Vf. Țăpău. Această falie prezintă pe tot parcursul ei un unghi de 60° — 80°, dar imediat la S de Zăbala, în capătul de E al Nerejului, sub influența Pânzei Flișului, ea se înclină mult în spre E, făcând un unghi numai de vreo 40°. Aci raporturile dintre cele două sinclinale se prezintă, deci, sub formă unei linii de încălecare, dealungul căreia Helvețianul cutoi din W se află deasupra Helvețianului cutoi din E (fig. 7).

Sinclinalul de W prezintă în capătul său de N o afundare, marcată prin păstrarea a două petece de tuf dacitic tortonian în regiunea dela N de Hăulișca. În cursul superior al P. Văsuii, fundul său se ridică și este spart dealungul a două linii paralele cu direcția NNE—SSW. Una din ele, cea de E, trece pe la confluența pâraielor Văsuiu cu Ploștina și cealaltă pe la confluențe cu cota 558 de pe Văsuiu, la S de satul Ploștina.

În continuare spre S, pe dreapta Pârâului Ploștina, se află petecul de acoperire, format din menilite și Gresie de Kliwa, al Măgurii Spineștilor (929 m). Acest petec este însoțit de o puternică brechie, din care apare un număr de peste zece mici izvoare sărate.

Mai la S, pe dreapta Pârâului Nărujei, depozitele acestui sinclinal sunt acoperite în întregime de Fliș, care apare aci sub formă de gresii cretacice. Pe



culmea orientată W—E a Arșiței Paltinului, Flișul se întinde până la falia ce separă cele două sinclinale ale zonei de apus.

După ce este acoperit astfel pe o lungime de vreo 6 km, Saliferul apare din nou în fundul Pârâului Țăpău, începând de unde el se desvoltă cu o lărgime numai de vreo 3 km până pe dreapta Zăbalei, la Nereju, unde acest sinclinal este acoperit din nou de depozitele Flișului.



Fig. 7. — Încălecare dintre cele două sinclinale ale Zonei Salifere interne, E Nereju, malul drept al Zăbalei. Helvețian peste Helvețian.

În raporturile sale tectonice cu regiunile învecinate, unitatea de W se prezintă ca o semi-fereastră, întrucât ea este acoperită din trei părți (W, N și S) de către depozitele mai vechi ale Flișului, care apare și în interiorul ei, sub forma petecului de acoperire din Măgura Spineștilor. Lipsa celor două orizonturi inferioare ale Saliferului din această unitate tectonică (conglomeratele și gresiile) este o consecință a apariției ei ca o zonă de scufundare în raport cu zona vecină din spre E.

Din cele expuse mai sus reiese că Saliferul dela N de linia Tulnici — Negriștea este reprezentat numai prin zona sa externă, singura care apare și la S de cotitura Zăbalei din dreptul satului Nereju.

Stilul tectonic diferit (fig. 8), care poate fi constatat la E și W de falia intrasaliferă, trebuie interpretat ca o consecință a structurilor deosebite existente



în fundamentul zonelor respective. Aceste deosebiri se manifestă în primul rând prin faptul că zona saliferă externă se prezintă, în totalitatea ei, ca o zonă de relativă ridicare, ceea ce dă posibilitatea Paleogenului să apară în cuprinsul acesteia pe unele falii. În zona internă fundamentul paleogen trebuie să se afle la o adâncime mult mai mare, întrucât el nu mai apare. Micile deranjamente care există în cuprinsul acestei zone și rara prezență a manifestațiilor saline și acelea de hidrogen sulfurat prezintă numai o importanță locală.

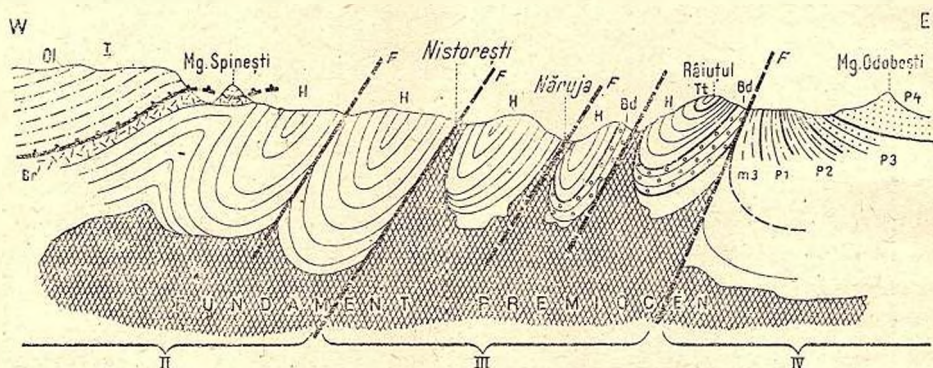


Fig. 8. — Profil sintetic prin unitățile tectonice dela Curbura Carpaților.

I, Zona Flișului; II, Zona de sinclinală cu fundament adânc; III, Zona de solzi cu fundamentul paleogen apărând pe falii; IV, sinclinalul sarmato-pliocen cu fundamentul Câmpiei Române.

Ol, Oligocen; B, Burdigalian; H, Helvețian; Tt, Tortonian; m3, Sarmațian; P1, Meoșian; P2, Ponțian; P3, Dacian; P4, Levantin; F, falie.

Cu cât ne deplasăm însă în spre S, deosebirile tectonice și stratigrafice dintre cele două zone salifere se șterg, întrucât ambele se scufundă pentru ca zona să fie acoperită în întregime de cutele Flișului.

Cauza pentru care depozitele tortoniene iau parte numai în măsură foarte redusă la alcătuirea cutelor din zona saliferă de W, trebuie căutată în faptul că ele au fost cele dintâi supuse eroziunilor în zona internă a Saliferului, care a fost exondată într-o măsură mai mare în faza de cutare dela limita Tortonian-Sarmațian. În zona externă ele au fost deasemenea erodate, dar s'au putut păstra în cantitate mai mare numai în sinclinalul cel mai de E și totodată cel mai scufundat, pe când în interiorul ei, Tortonianul apare numai ca mici lentile prinse în lungul liniilor de încălecare dintre solzi. Pe măsură însă ce ne deplasăm în spre S, Tortonianul începe să apară și în axul sinclinalelor, caz care pare a fi destul de des, mai ales la S de cursul superior al Milcovului, unde n'am ajuns încă cu cercetările.



## C) RELAȚIILE DINTRE FLIȘ ȘI SALIFER

În ceea ce privește relațiile tectonice dintre Zona saliferă și Fliș, noi am constatat că începând din V. Putnei în spre S, limita dintre aceste două formațiuni este marcată continuu printr-o zonă de brechie în care grosul materialului este furnizat de salifer. Desvoltarea brechiei poate varia în lungul acestei linii, dela câteva zeci de metri până la aproape 1 km, brechia rămânând mereu constantă. Ea prezintă un maxim de desvoltare în unghiul pe care îl fac râurile Putna și Coza la confluența lor, precum și la S de P. Coza. Această regiune este marcată prin prezența a numeroase masive de sare și de lentile de Oligocen, dintre care unele nu numai că vin cu siguranță din adâncime, dar par a fi înrădăcinate, la fel cu lentila demult cunoscută de pe dreapta Pârâului Coza, din fața confluenței acestuia cu Putna.

Puternica desvoltare a brechiei în această regiune își datorește existența, atât eroziunii adânci provocată de aceste două ape, cât și afundării Saliferului sub depozitele Flișului. Ea își are simetricul său în unghiul de SW al regiunii studiate, pe văile Monteorului și Cremenei, unde Saliferul apare deasemenea cu numeroase masive de sare înainte de a se vâri sub depozitele Flișului, la S de Nereju.

Cele două lambouri de acoperire oligocene, puse pe dreapta Pârâului Coza în D. Pietricelelor în harta lui R. CIOCÂRDEL și chiar în harta 1:500.000 a Institutului, nu există, ele reprezentând în realitate blocuri rostogolite din Gresia de Kliwa situată mai la răsărit.

La S de Coza, brechia se continuă sub forma unei zone late de 2—300 m, putându-se urmări astfel până în dreptul Măgurii Spineștilor, unde ea pare că dispăre, dar se regăsește cu o puternică desvoltare sub petecul de acoperire din acest vârf. Ea se continuă apoi în spre S până în V. Nărujei, unde iarăși am avea impresia că brechia dispăre și că Oligocenul, reprezentat aci prin conglomerate din material verde, se vâre sub Salifer, care numai cu câțiva metri mai înainte își schimbase înclinarea din W în E. Noi marcăm însă și aci limita Oligocen-Miocen tot printr-o falie, întrucât prezența șistului bituminos sub gips (la E de acesta) ne dovedește că Miocenul care ia aci contact cu Paleogenul este reprezentat prin flancul de E al unei a treia cute de Salifer și nicidecum cu flancul de W al celui de al doilea sinclinal, așa cum ar fi de așteptat în cazul unei treceri continue dela Oligocen la Miocen. La S de P. Năruja, încălecarea Flișului cretacic este marcată mai departe printr-o zonă continuă de brechie din care apar nu numai numeroase izvoare sărate, dar chiar și masive de sare. Dintre aceste masive, remarcăm pe acela din fundul Pârâului Pețicu, apoi pe acela dela izvoarele Pârâului Țăpău care apare într-o brechie destul de desvoltată, precum și masivele de sare de pe stânga Zăbalei (Poienele Sării) dela intrarea acesteia în zona saliferă, mai sus de Nereju.



#### D) CARACTERUL LINIEI PERICARPATICE

Referindu-ne la cealaltă linie, care delimitează depozitele salifere în spre E, linia pericarpatică, constatăm că și aceasta este caracterizată printr'o brechie deosebit de puternică, care depășește uneori lățimea de 500 m. La alcătuirea acestei brechii iau parte rocele întregului flanc de E strivit, adică orizontul gipsurilor și cel greso-conglomeratic. Din materialul acestuia din urmă își trage brechia culoarea sa uneori roșcată, ca și materialul verde foarte abundent în unele regiuni. Culoarea neagră, mai frecventă, a brechiei se datorește uneori prezenței manganului, iar alteori impregnării ei cu hidrocarburi. Fundamentul paleogen trebuie să fie destul de adânc, întrucât el nu apare nicăieri în brechia faliei pericarpatice.

Falia pericarpatică prezintă o importanță cu totul deosebită în tectonica regiunii nu numai prin lungimea ei considerabilă, dar mai ales prin stilul tectonic deosebit care se dezvoltă la E și la W. Anume, la E constatăm prezența flancului de W al marelui sinclinal sarmato-pliocen, care formează fundamentul marginii răsăritene a Câmpiei Române. În W întâlnim acea zonă de solzi care constau din flancurile de E ale anticlinalelor din care provin. Faptul că pe această linie iau contact depozitele ambelor flancuri ale unei cute ne dovedește că aci avem de a face numai cu o deplasare pe verticală și nicidecum cu o deplasare tangențială cum este cazul liniilor tectonice situate mai la W.

Această structură deosebită reprezintă reflexul la suprafață al unei mari diferențe de structură în fundament, care la W se află la o mare adâncime și compact, în timp ce la E se află apropiat de suprafață și strivit (fig. 8).

Din punct de vedere structural, falia pericarpatică are toate caracterele unei cute diapire. Motivul pentru care nu i s'a recunoscut până acum acest caracter constă probabil în prea marea ei dezvoltare longitudinală, fiindcă dela Troțuș până în V. Râmnicului Sărat, ea măsoară mai mult de 80 km. În sprijinul afirmației că falia pericarpatică prezintă într'adevăr caracterele unei cute diapire, se pot aduce următoarele argumente:

1. Flancul ei extern este mult scufundat, fiind format în mod constant de Sarmațian.
2. Flancul intern constă din rocele mai vechi ale Miocenului inferior.
3. Masivele de sare sunt prezente, ele eșalonându-se la distanțe uneori foarte mici.
4. Prezența abundentă a hidrocarburilor, începând dela Mănăstirea Cașinului, trecând pe la Câmpuri, Vizantea, Valea Sării, Andreiaș și până la afluenții Râmnicului (Râmna, Motnău), este o dovadă în plus a caracterului diapir al acestei linii.





În linii cu totul generale, constatăm că depozitele salifere ale regiunii de curbură apar sub forma unei mari boltiri situată în curmezișul cutelor carpatice. Într'adevăr, la N de nivelul satului Tulnici, depozitele salifere vin dintr'o regiune de scufundare axială, în care — la nivelul satului Soveja — Saliferul apare pe o lărgime de abia 6 km, în rest fiind acoperit de cuveta sarmato-meoțiană dela Câmpuri.

În capătul opus al regiunii, la S de satele Nereju și Răchitașu, Zona saliferă se reduce din nou la o lărgime de 6 km și apoi mai puțin, afundându-se și aici pentru ca în continuare pe direcția ei să primească din nou depozite de vârstă sarmato-pliocenă.

Marea dezvoltare transversală, de aproximativ 18 km lărgime, a depozitelor salifere din regiunea care face obiectul acestui studiu, apare, așa dar, ca un maxim de ridicare a depozitelor salifere pe direcția cutelor carpatice.

Structura tectonică specială, pe care o prezintă Saliferul din această regiune de curbură a Carpaților, diferită mult de acelea ale regiunilor situate la N de râul Putna și la S de Zăbala-Milcov, este consecința situației sale în raport cu cele trei mari unități tectonice ale Europei, care își dau întâlnire în această parte a țării: din spre E se întinde marea Platformă rusească, dinspre S vine blocul balcanic, iar la W se află masivul cutelor de vârstă alpină.

Fiind așezată la întâlnirea a trei din cele mai importante și mai vechi unități structurale ale continentului, regiunea și-a păstrat în tot timpul Neogenului până în Cuaternar o mare mobilitate și n'a ajuns încă nici până astăzi la maturitate tectonică. Grosimea de aproximativ 10.000 m și relativa lipsă de fosile pe care o prezintă Pliocenul de pe văile Putnei și Milcovului, spre deosebire de marea bogăție în fosile din acest etaj în restul țării, este o dovadă de continuarea unor condiții de sedimentare asemănătoare, care mai înainte dăduseră naștere depozitelor sub facies de Fliș. Tinerețea tectonică, ce caracterizează încă și astăzi regiunea, se manifestă în primul rând prin localizarea în această regiune a celui mai important epicentru din această parte a Europei.

#### IV. SAREA

Referindu-se la una din problemele cele mai importante, care se pun nu numai în această regiune, ci în toată regiunea subcarpatică, aceea a modului de apariție și a vârstei sării, faptul cel mai important, care poate fi constatat, este acela al localizării masivelor în mare număr numai în lungul unor anumite direcții, care corespund liniilor tectonice importante, amintite din interiorul Saliferului. În restul regiunii studiate, masivele de sare prezintă o importanță cu totul redusă sau se întâlnesc numai izvoare sărate. Faptul că asemenea izvoare sunt mult mai dese în unitatea tectonică de răsărit, este datorită apro-



pierii mai mari a fundamentului acesteia. Deasemenea, prezența lor mai rară în jumătatea de S a regiunii se datorește scufundării ce are loc în această direcție.

În consecință, noi nu putem fi în totul de acord cu ipoteza lui G. MURGEANU, că masivele și numeroasele izvoare sărate din lungul liniei marginale a Flișului, n'ar fi în legătură cu încălecarea acestuia, ci ele ar aparține Autohtonului salifer. Noi admitem posibilitatea că unele din ele ar putea aparține și acestuia din urmă, dar chiar în acest caz, masivele urmează să apară tot pe linii tectonice.

Dealtfel, noi nu suntem de părere că încălecarea Zonei marginale peste Saliferul dela N de V. Nărujei ar avea o importanță minimă, întrucât în această ipoteză ar trebui să constatăm prezența permanentă a depozitelor burdigaliene dealungul acestei linii. Realitatea este însă că acestea lipsesc în mod constant, ele apărând cel mult numai sub formă de roșeață în brechie. Importanța încălecării Flișului peste depozitele salifere dela N de P. Năruja trebuie apreciată după lărgimea de aproximativ 10 km, pe care prezintă cele două sinclinale ale zonei salifere interne, care apare în semi-fereastră. În consecință, trebuie să admitem și pentru regiunea situată la N de Tulnici o încălecare a Oligocenului peste Miocen, de minimum 10 km, la fel cum acesta este cazul la S de V. Zăbalei.

## V. PROBLEME GEOMORFOLOGICE

Morfologia regiunii nu se prezintă mai puțin interesantă în comparație cu însăși structura geologică expusă precedent. Întrucât în cunoașterea geologiei și mai ales în interpretarea tectonicii acestei regiuni, cunoștințele noastre au făcut în ultimii ani un progres remarcabil, este necesar să reconsiderăm, în lumina noilor date geologice, morfologia uneia din regiunile cele mai interesante din țară. Aceasta este cu atât mai necesar, cu cât noi am considerat totdeauna că cunoașterea geologică a unei regiuni poate fi considerată numai atunci ca terminată, când ea este în stare să explice în mod nesilit toate problemele ei de morfologie și de hidrografie. Acesta este motivul pentru care am lăsat să ne ocupăm la sfârșit de această problemă.

Studiile lui E. de MARTONNE, făcute într'un timp când datele geologice erau cu totul reduse, duseseră la concluzia greșită a existenței în Cuaternarul inferior, a unui râu longitudinal care acum ar fi în cea mai mare parte fragmentat în urma apariției mai multor cursuri transversale. Cercetările lui ȘT. MATEESCU și D. RĂDULESCU au confirmat acest punct de vedere.

Astăzi, când ne este cunoscut că întreaga regiune subcarpatică dela curbura a fost acoperită și ea până la sfârșitul Levantinului de depozitele de vârstă





sarmato-pliocenă (M. PAUCĂ, 1942) și că înălțimile șirului de dealuri înalte, cunoscute sub numele de Culmea pericarpatică, își datoresc origina numai rezistenței la eroziune pe care au opus-o rocele ei mai dure, dispunem de toate elementele necesare pentru a ne putea da seama că rețeaua hidrografică primitivă a regiunii dela curbura era în întregime transversală. Astăzi știm că porțiunile de râuri longitudinale sunt de dată mai recentă (Cuaternar mediu și superior) și că își datoresc existența unei adaptări la tectonica orientată N—S a depozitelor salifere, pe care a început să le atingă eroziunea în acel timp.

Porțiunile longitudinale ale Putnei și Zăbalei, după ce au adunat apele celor câteva cursuri transversale ce scoboară din zona muntoasă, converg în spre punctul de maximă ridicare a faliei pericarpatice, situat la Valea Sării. Cele câteva masive de sare, care apar aci însoțite de o puternică brecie, au favorizat și mai mult străbaterea depozitelor culmii pericarpatice și ieșirea apelor din depresiunea subcarpatică a Vrancei.

Cât privește vechea ipoteză a existenței în Cuaternarul superior a unei rețele hidrografice longitudinale, care a precedat pe cea actuală, în bună parte transversală, noi am arătat într'un studiu morfologic special că porțiunile longitudinale ale râurilor din Vrancea reprezintă numai o adaptare relativ târzie (Cuaternar inferior și mediu) la tectonica orientată N-S a regiunii, ca o consecință a erodării depozitelor sarmato-pliocene cu o tectonică mult mai liniștită, în general, înclinate spre S. Departe de a fi consecința unui vechi curs longitudinal, puternicele terase din porțiunile longitudinale ale Putnei și Zăbalei nu sunt altceva decât consecința unei eroziuni favorizate aci de numeroasele alunecări caracteristice regiunii, în timp ce în porțiunile de cursuri transversale, depozitele salifere opunându-le o mai mare rezistență, sunt caracterizate prin văi mai strâmte și cu terase mai puțin dezvoltate.

Această rețea hidrografică, una din cele mai interesante din toată țara, este și acum în plină acțiune, după cum o dovedește captarea naturală întâmplată în 1947 a unei mici porțiuni din râul Putna de către apele Zăbalei, în punctul numit « Grumaz » la W de Prisaca (fig. 9).

O ultimă remarcă morfologică este relieful aproape plan care se poate constata în regiunea cursului superior al Pârâului Văsuiul și al afluentului acestuia, P. Ploștina. Aci, pe o suprafață de aproximativ 4 km<sup>2</sup>, remarcăm prezența unei depresiuni de origină probabil erozivă, care este acoperită, mai ales în jumătatea ei de W, de blocuri mari de Gresie de Kliwa, al căror volum depășește adesea 3 m<sup>3</sup>. Formarea acestei depresiuni și mai ales prezența acestor blocuri, cu colțurile și cu muchiile perfect păstrate, până la 2 km de actuala limită a Flișului, ne-a rămas încă o problemă nelămurită.

Căile de comunicație sunt foarte dificile din următoarele cauze geologice:





1. Existența unei alternanțe, care se repetă la infinit, de roce permeabile (gresii, conglomerate, etc.) cu roce impermeabile (marne, gipsuri, etc.).

2. Inclinațiile originale mari ( $60^{\circ}$ — $80^{\circ}$ ), pe care le prezintă aceste roce, determină ca ele să se pună în mișcare chiar și atunci când se află într'un minimum de îmbibare.

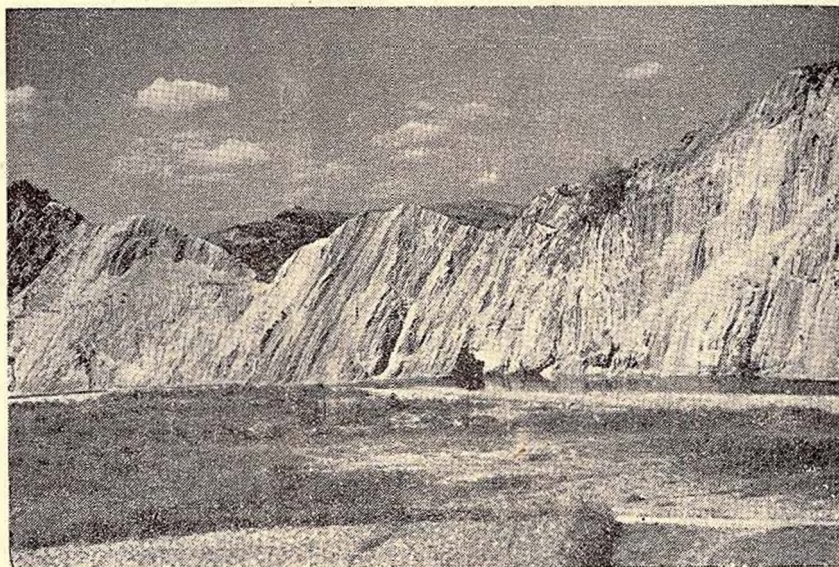


Fig. 9. — Tunelul săpat de Râul Putna în punctul « Grumaz » pentru a se vărsa în Zăbala (W de satul Prisaca), vedere generală.

3. Despăduririle masive din ultimele 5—6 decenii spre a se câștiga loc de cultură și pășunat pentru o populație prea densă.

4. Marile suprafețe pe care le ocupă zonele de brechie, zone care conțin masive de sare sau cel puțin puternice sărături care se pun în mișcare imediat ce se îmbibă cu apă.

5. Lipsa regularizării debitului râurilor (Zăbala, Năruja și Putna), care coboară din Zona Flișului cu un mare debit în unele anotimpuri, precum și cu ocazia ploilor mari sau îndelungate, împiedică executarea unor drumuri de bună calitate în lungul largilor albie ale acestora.

## VI. GEOLOGIE ECONOMICĂ

Din punct de vedere economic, importanța cea mai mare o prezintă, fără îndoială, linia pericarpatică în cuprinsul căreia se cunosc manifestații de hidrocarburi lichide la N de Valea Sării, apoi iviri de petrol și gaze la Reghiu și





în special la Andreiașul de Jos, unde ele sunt cunoscute ca « lacuri fierbătoare » sau sub numele de « focuri nestinse ». Aceste apariții nu reprezintă altceva decât o mică porțiune din cunoscuta linie de manifestări pericarpatiche, care, venind din regiunea Bacău, se continuă până în regiunea Râmnicului Sărat.

Dacă în chiar regiunea studiată de noi, stratele petrolifere ar putea fi considerate în cea mai mare parte ca fiind degradate, este totuși posibil să mai fi rămas și strate care și-au păstrat conținutul lor, ca o consecință a unor raporturi tectonice locale.

Caracterul diapir al faliei pericarpatiche ne impune însă să bănuim că acele porțiuni ale ei, în care hidrocarburile n'au fost semnalate sau se manifestă foarte slab, ele s'ar afla în strate bine închise. Acesta ar fi cazul, de exemplu, în unele porțiuni dela N de Câmpuri (P. Mirăoarei, etc.).

Deasemenea, credem că prezintă un deosebit interes urmărirea faliei pericarpatiche în continuarea ei sudică din regiunea Buzău, raionul Râmnicul Sărat, unde — la izvoarele Râmnei și Motnăului — eroziunea n'a atins un nivel prea scăzut (700 m, în comparație cu 400 m pe Milcov și cu 300 m pe Putna, la Valea Sării). Aci ar fi bine păstrate chiar și unele orizonturi superficiale și îmbibate, care mai în N au fost atinse de eroziune. Dealtfel, această regiune este cunoscută prin numeroasele manifestații de hidrocarburi gazoase și lichide în fundul pâraielor: Neagra, Motnăul Mic, și Râmnicelul, regiuni în care, acum 4—5 decenii, au avut loc numeroase exploatări rudimentare.

O altă linie pe care se mai cunosc apariții de hidrocarburi este linia marginală a Flișului, în care acestea sunt cunoscute într'un singur punct sub formă de gaze (în fundul Pârâului Ploștina).

Mai numeroase sunt izvoarele de  $H_2S$ . Unele din acestea se găsesc în breția care însoțește cele trei linii tectonice importante, descrise din regiune.

Mai puține la număr sunt izvoarele sulfuroase care apar în legătură cu restul faliilor dintre diferitele unități tectonice secundare.

O a treia categorie de izvoare sulfuroase este reprezentată prin cele câteva care ies din șisturile bituminoase ale Helvețianului (W de Năruja, etc.).

Mai merită a fi amintite gresiile din complexul greso-conglomeric, care sunt exploatate la N de Valea Sării.

Aceste gresii sunt folosite de mai bine de 15 ani ca borduri la străzi și la pavatul piețelor de alimente din Focșani, dovedindu-se a fi mult mai rezistente chiar decât era de prevăzut.

## VII. CONCLUZII

1. În Subcarpații dela curbura constatăm prezența Oligocenului și a Sali-ferului, ambele foarte sărace în macrofosile.



2. Saliferul constă din trei orizonturi pe care le putem atribui Burdigalianului, Helvețianului și Tortonianului.

3. Caracterul lagunar al sedimentației a determinat o mare variație de faciesuri detritice și de precipitație chimică, faciesuri care nu permit stabilirea unui profil lithologic, unitar pentru toată regiunea.

4. Poziția șistului bituminos la baza bancurilor de gips helvețian constituie un indiciu deosebit de prețios pentru descifrarea unei regiuni cu o tectonică așa de complicată.

5. Mult discutata problemă a vârstei sării nu-și găsește rezolvarea aci. Ceeace nu se poate constata cu siguranță este numai că sarea apare strâns legată de cele câteva linii tectonice mai importante și că vârsta ei este mai veche ca Burdigalianul.

6. Distingem existența a trei faze orogenice importante în: Burdigalian, Helvețianul superior și Tortonianul superior.

7. Din punct de vedere tectonic, regiunea în ansamblul ei se prezintă ca o zonă de ridicare transversală pe direcția cutelor carpatice. Această ridicare a permis apariția unei părți din Miocen sub formă de semi-fereastră. Eroziunea fiind aci deosebit de adâncă, nu aceasta este deci regiunea cea mai potrivită pentru dovedirea existenței unei sări de vârstă tortoniană.

8. Privite în detaliu, distingem două zone de Salifer orientate aproximativ N-S: o zonă externă formată din solzi, singura care depășește limitele de N și S ale regiunii, și o zonă internă în semi-fereastră, formată din sinclinale.

9. Intrucât la N de Putna și la S de Zăbala se continuă numai zona externă a Saliferului, urmează că și la N de Putna, Flișul încalecă peste depozitele salifere pe o adâncime de minimum 8 km, adâncime care corespunde lărgimii Saliferului ce apare în semi-fereastră.

10. Cele două zone salifere sunt separate printr-o importantă falie: linia intrasaliferă, caracterizată, printr-o brechie puternică cu lentile de Oligocen și cu numeroase masive de sare.

11. Fundamentul fiecăreia din aceste zone se află la altitudini deosebite: relativ superficial în zona externă și mai adânc în cea internă.

12. Faciesul orogenic, care a dat naștere Flișului, își păstrează aci caracterul nu numai în Miocen, dar chiar și în Pliocen și Cuaternar, după cum rezultă din grosimile exagerate ale etajelor și din marea sărăcie în fosile.

13. Caracterul tectonic special și continuarea mișcărilor orogenice până în Cuaternar și mișcările seismice din prezent se datoresc situației acestei regiuni într-o zonă labilă dela limitele dintre cele trei mari unități tectonice ale continentului european, ce-și dau întâlnire aci.

14. Tinerețea tectonică a regiunii s'a manifestat și în Cuaternar printr-o transformare deosebit de puternică a rețelei hidrografice, din exclusiv trans-





versală în bună parte longitudinală, tinerețe care se manifestă și azi prin noi captări.

15. Falia pericarpatică nu reprezintă altceva decât o cută diapiră cu o dezvoltare enormă în sens longitudinal.

16. Din punct de vedere economic, credem că interesează în primul rând unele porțiuni ale faliei pericarpatice și Zona saliferă internă.

17. Caracterul de cută diapiră al faliei pericarpatice impune să căutăm zăcăminte de hidrocarburi mai ales acolo unde manifestațiile sunt mai puțin numeroase, ca de pildă în zonele de relativă afundare dela Câmpuri și dela S de Milcov.

*Primit: 7 Mai 1949.*



## BIBLIOGRAFIE

- BOTEZ G. Communication préliminaire des études géologiques faites dans le distr. de Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. IV, Éd. franç., Bucarest, 1916.
- CIOCÂRDEL R. Das Mio-Pliozän zwischen den Flüssen Trotuş und Milcov in der Moldau (Rumänien). *Mitt. Geol. Gesell.* in Wien, Bd. 35, 1944.
- DUMITRESCU I. Le Néogène de la région de Caşin—Haloş (Départ. de Bacău). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XXX, 1950.
- FILIPESCU M. Le phénomène de minéralisation à l'extérieur des Carpathes orientales. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. V, Bucureşti, 1942.
- GROZESCU H. Asupra constituţiei geologice a bazinului râului Putna. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V, Bucureşti 1916.
- MARTONNE E. L'Évolution morphologique des Alpes de Transylvanie *Revue de Géographie annuelle*, Vol. 1, Paris, 1906.
- MATEESCU ŞT. Relaţiuni asupra cercetărilor geologice făcute în jud. Putna şi Râmnicul Sărat în vara anului 1923. *D. de S., Inst. Géol. Rom.*, Vol. XII, Bucureşti, 1930.
- La structure géologique de la dépression Vrancea, distr. Putna. *C. R. Acad. Sc. Roum.*, Vol. 2, Bucureşti, 1938.
- Cercetări geologice în zona externă a Carpaţilor Români. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII, Bucureşti, 1927. Présentation de la carte géologique de la Vrancea, distr. Putna. *C. R. Acad. Sc. Roum.*, Vol. 2, Bucureşti, 1938.
- MRAZEC L. Despre rocile verzi din conglomeratele terţiare ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor României. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, Bucureşti, 1911.
- şi TEISSEYRE W. Privire geologică asupra formaţiunilor salifere şi zăcămintelor de sare din România. *Mon. Int. Petr. Rom.*, Vol. III, Bucureşti, 1902.
- PAUCĂ M. Empreintes de pas de Palmipèdes dans l'Helvétien Carpatique du dép. de Putna. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. V, Bucureşti, 1942.
- Asupra reţelei hidrografice şi morfologiei regiunii dela curbura de SE a Carpaţilor. *Rev. Geogr. Rom.*, Vol. V, Bucureşti, 1942.
- Recherches géologiques dans le Miocène des bassins de la Putna et du Milcov *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVIII, Bucarest, 1944.
- RĂDULESCU N. Vrancea, Geografie fizică şi umană. *Soc. Reg. Rom. Geogr., Studii şi Cercetări geografice*, Vol. I, Bucureşti, 1937.
- ŞTEFĂNESCU GR. Relation sommaire des travaux du Bureau géologique durant la campagne de l'année 1884. *Ann. du Bureau Géol.* II-ème année, Nr. 1, Bucarest, 1886.





# CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA CLUJ - COJOCNA - TURDA - OCNA MUREȘULUI-AIUD

DE

MIRCEA D. ILIE

## CUPRINSUL

I. Descrierea petrografică și geologică . . . . .	306
A) Șisturile cristaline . . . . .	306
1. Zona Trăscău . . . . .	307
2. Zona intermediară granatiferă . . . . .	307
3. Zona Vidolm-Lunca . . . . .	307
4. Zona Vârfuiata . . . . .	308
B) Jurasicul superior . . . . .	309
Metamorfismul calcarelor jurasice . . . . .	312
C) Cretacicul inferior . . . . .	313
1. Valanginian-Hauterivian . . . . .	313
2. Barremian-Apțian . . . . .	314
D) Paleogenul . . . . .	315
Eocen . . . . .	315
E) Miocenul . . . . .	315
1. Tortonian . . . . .	316
Faciesul litoral detritic . . . . .	317
Faciesul litoral recifal . . . . .	318
Faciesul lagunar . . . . .	319
Faciesul neritic de mică adâncime . . . . .	322
Fauna . . . . .	323
Orizontări, tufurile dacitice . . . . .	326
Transgresiune și sedimentație . . . . .	330
2. Sarmatian . . . . .	331
Fauna . . . . .	333
Subsidență și sedimentație . . . . .	335



F) <i>Pliocen</i> . . . . .	339
1. <i>Ponțian</i> . . . . .	339
<i>Fauna</i> . . . . .	342
<i>Problema existenței Meoțianului</i> . . . . .	346
II. <i>Tectonica</i> . . . . .	346
A) <i>Raporturile tectonice ale Șisturilor cristaline</i> . . . . .	346
B) <i>Tectonica Mesozoicului</i> . . . . .	349
C) <i>Tectonica Miocenului</i> . . . . .	350
1. <i>Regiunea Aiud</i> . . . . .	351
2. <i>Regiunea Ocna Mureșului</i> . . . . .	352
3. <i>Regiunea Unirea</i> . . . . .	353
4. <i>Regiunea Turda</i> . . . . .	354
5. <i>Regiunea Cluj—Cojocna</i> . . . . .	355
D) <i>Caractere generale</i> . . . . .	355
1. <i>Orientare</i> . . . . .	356
2. <i>Discontinuitate</i> . . . . .	356
3. <i>Variațiuni axiale</i> . . . . .	356
4. <i>Accidente tectonice meridiane</i> . . . . .	358
5. <i>Zone sinclinale limitrofe</i> . . . . .	359
6. <i>Neogenul necutat</i> . . . . .	360
7. <i>Neogenul cutat în domuri</i> . . . . .	360
E) <i>Relațiuni între subsidență și tectonică</i> . . . . .	360
F) <i>Mecanismul de deformare a sedimentelor din Bazinul Transilvaniei</i> . . . . .	362
Concluzii . . . . .	363
Bibliografie . . . . .	365

În cadrul echipei de cercetări geologice a Cuvetei Transilvaniei, am efectuat ridicări geologice în regiunea cuprinsă între o linie ce ar uni localitățile Cluj — Cojocna la N, la S linia Hopârta — Sân Benedic — Ghejea, la E Arancuta — Supur — W Luduș, iar la W Lopadea — Moldovenești — Deleni — Feleac.

Regiunea cercetată cuprinde un relief muntos dezvoltat la W și care reprezintă marginea de E și extremitatea nordică a Munților Trascăului.

Relieful muntos a suferit o penepplenizare în timpul Eocenului, ceea ce face să prezinte caracterul unui platou înalt.

La exteriorul Munților Apuseni se dezvoltă o serie de dealuri cu altitudini ce ating 700 m, lipsite de păduri și cultivate cu cereale. Aceste dealuri formează ceea ce se cunoaște sub numele de « Câmpia ardeleană ».

Continuitatea dealurilor este întreruptă de șesurile aluvionare și de terasele Arieșului și Mureșului.





Rețeaua hidrografică aparține la trei văi principale:

Someșul în partea de N a regiunii, Arieșul în porțiunea mijlocie și Mureșul în partea sudică.

V. Arieșului colectează apele din cea mai mare parte a regiunii, descriind un arc de cerc dela ieșirea din Munții Apuseni până la vărsarea lui în Mureș.



Fig. 1. — Calcarele jurasice din Cheile Turzii.

Culmea Feleac — Aiton — Boju — Arancuta — Supur formează linia de separare a apelor dintre Someș și Arieș, iar Culmea Stejeriș — Călărași reprezintă o linie de separare a apelor în interiorul arcului amintit.

Așezările omenești sunt rare în zona deluroasă; ele se grupează în lungul Văilor Arieș și Mureș, precum și la bordura răsăriteană a Munților Apuseni.

Cu studiul de ansamblu al stratigrafiei s'a ocupat A. KOCH, căruia îi datorăm și prima hartă a regiunii Turda (scara 1: 75.000). Pe această hartă (27), în regiunea ce ne interesează, este separat Helvețianul reprezentat prin argile salifere cu gipsuri, Tortonianul sub denumirea de Leithakalk precum și placa de Sarmațian dela Feleac—Aiton.

În porțiunea sudică, L. R. TELEGD (67—71) a cartat foaia Aiud la aceeași scară, ocupându-se în special cu formațiile cristaline și mesozoice ale Munților Trascău; Neogenul a fost tratat în limite largi. Ca și pe harta lui A. KOCH,



lipsesc nivelele cu tuf dacitic, importante pentru orizontarea Miocenului și pentru determinarea accidentelor tectonice. Mediteraneanul superior a fost extins pe teritoriul comunelor Podeni—Moldovenești—Vinț (Unirea)—Ciugud, iar Ponțianul a fost restrâns în limitele satelor Cricău—Lopadea—Ormeniș.

În lungul Văilor Mirăslău și Ormeniș sunt figurate două benzi de Mediteranean superior, acoperite de Ponțian.

O bună parte din regiunea noastră a făcut obiectul cercetărilor întreprinse de geologii unguri, sub conducerea lui H. BÖCKH (34) în vederea descoperirii câmpurilor de gaze naturale.

Determinările de structuri făcute cu această ocazie au servit ca bază lucrărilor mai noi și le găsim figurate pe toate hărțile de ansamblu ulterioare.

L. MRAZEC și E. JEKELIUS (44), ocupându-se cu structura și importanța economică a Cuvetei Transilvaniei, au figurat sintetic câteva accidente tectonice.

Cercetări de detaliu mai noi au fost executate de O. NIȚULESCU (50) și I. MAXIM (41), în regiunea Turda și A. VANCEA, în regiunea Măhăceni și în Sarmațianul dela E de V. Arieșului.

## I. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ ȘI GEOLOGICĂ.

Formațiunile geologice întâlnite în regiunea noastră sunt următoarele:

Șisturi cristaline.

Jurasic superior

Cretacic inferior { Valanginian — Hauterivian  
Barremian — Apțian

Paleogen: Eocen.

Miocen: Tortonian, Sarmațian,

Pliocen: Ponțian,

Cuaternar: aluviuni, terase.

### A) ȘISTURILE CRISTALINE

Capătul nordic al Munților Trăscău, prezentând o ridicare axială, scoate din fundament Șisturile cristaline. Regiunea cercetată cuprinde extremitatea nordică a masivului cristalin din axul Munților Trăscău, ce prezintă un deosebit interes din următoarele motive:

În primul rând, găsim reprezentate toate tipurile de Șisturi cristaline, caracteristice celor trei zone de metamorfism diferit. În al doilea rând este interesantă dispoziția Șisturilor cristaline sub învelișul sedimentar.





Apoi, zonele de cristalinitate diferită se dezvoltă succesiv dela W la E și anume zona cu metamorfismul mai accentuat se află în partea de W a masei cristaline, iar zona cu metamorfismul mai slab se întâlnește în partea de E a masivului cristalin.

În fine, în privința extinderii zonei cu metamorfismul epizonal, observăm că ea este mai slab dezvoltată, restrângându-se la bordura de E, pe când zona cata-mesozonală prezintă cea mai mare dezvoltare, fapt ce se constată și în partea de SW a catenei muntoase.

1. *Zona Trăscău* caracterizată prin roce de tip epizonal se dezvoltă ca o fâșie îngustă în partea de S a localității Buru, alcătuind marginea estică a masivului cristalin.

Rocele dezvoltate în această zonă sunt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, de culoare verde-negricioasă, datorită cloritei și cu luciu argintiu pe suprafețele de șistuoșitate. Structura lor este porfiroblastică cu treceri, prin îmbogățirea în sericit, la structura lepidoblastică sau granuloblastică-heteroblastică prin diminuarea grăunțelor de cuarț.

Șistuoșitatea provine din alungirea grăunțelor de cuarț sau prin prezența lamelor de mică.

2. *Zona intermediară granatiferă*, denumită de noi Zona Vidolm—Lunca, ocupă cea mai mare parte din lărgimea masivului cristalin și este bine deschisă în bazinul inferior al Văii Iara. Raporturile acestei zone cu Zona Trăscău se observă în V. Burului, unde ele prezintă un contact anormal anume, șisturile granatifere sunt suportate de șisturile sericito-cloritoase.

În partea de W, Zona Vidolm—Lunca este suportată normal de șisturile catazonale.

În regiunea Borzești—Petrești, Șisturile cristaline se descompun în doi pinteni: Pintenul Borzești—Petrești și Pintenul Schiopi.

Pintenul Schiopi este cuprins între V. Schiopi și V. Mare și se continuă sub forma unui mic petec la N de V. Hăsdate.

Pintenul Borzești — Petrești, cuprins între V. Mare și V. Petreștilor, este mai îngust decât primul, se ramifică în dreptul comunei Petreștii de Mijloc și se continuă la N de V. Hăsdate sub forma de mici petece până la S de localitatea Deleni.

3. *Zona Vidolm—Lunca* este constituită dintr'o serie superioară reprezentată prin calcare cristaline și o serie inferioară alcătuită din șisturi micacee granatifere și amfibolite.

Calcarele cristaline apar sub formă de benzi de grosimi și întinderi variabile. Ele se observă bine pe V. Iara și V. Arieșului și pe teritoriul com. Buru, Borzești și Petrești.

În V. Iara și V. Burului, calcarele cristaline sunt străbătute de numeroase lame amfibolitice dispuse aproximativ paralel cu stratificația.

Seria inferioară este alcătuită din șisturi cu muscovită, clorită și porfiroblaste de grenat, șisturi cu muscovită și porfiroblaste de grenat, șisturi biotitice cu porfiroblaste de grenat, cuarțite biotitice și amfibolite.

Șisturile cristaline cu muscovită și porfiroblaste de grenat se caracterizează prin luciul argintiu al micei și prin grăunțele mari de grenat de pe suprafețele de șistuoșitate. Structura lor este lepidoblastică datorită foițelor de mică și porfiroblastică datorită grăunțelor de grenat vizibile cu ochiul liber.

Grenatul are forma de porfiroblaste hexagonale rotunjite sau alungite în sensul șistuoșității. Conține incluziuni de cuarț și este adeseori transformat în clorită.

Șisturile cristaline cu biotită și grenat au o culoare verde-neagră cu sclipiri de biotită, fin șistuoase și cu aparițiuni de grenat în spărtură. Ele conțin în mod obișnuit și muscovită, ceea ce împrumută rocei un reflex argintiu. Structura este porfiroblastică, datorită biotitei și grenatului și poate deveni lepidoblastică prin înmulțirea foițelor de muscovită.

Cuarțitele cu biotită sunt roce de culoare neagră-cenușie, compacte și stratificate. Pe fețele de stratificație prezența abundentă a biotitului oferă un luciu caracteristic. Alternanța de pături de biotită cu pături albe de cuarț scot în evidență stratificația rocei.

Amfibolitele apar frecvent în legătură cu calcarele cristaline din V. Iara și cele din apropierea imediată a localității Buru sau se întâlnesc ca intercalații în concordanță cu Șisturile cristaline.

Ca tipuri de roce se recunosc amfibolite cu plagioclaz, amfibolite cu biotită și amfibolite cu grenafi. Ele sunt de culoare verde-negricioasă cu reflexe mătăsoase. În alcătuirea lor se distinge o alternanță de pături negri-verzi formate din hornblendă, biotită și pături albe alcătuite din feldspat și cuarț.

Roca cu aparență masivă este șistuoasă în spărtură.

Structura diorito-gabroidă și textura ofitică-diabazică demonstrează prezența unor filoane vechi metamorfozate.

4. *Zona Vârfuiata* se dezvoltă pe flancul de W al masivului cristalin și se întâlnește în regiunea Măgura—Borzești. Se caracterizează prin prezența unor parașisturi străbătute de gneisse cu ortoclaz, pegmatite și aplitite.



Parașisturile formează o serie de tipuri de roce ce se disting greu între ele din cauza asemănării compoziției și structurii. Trecherile dela un tip la altul se fac insensibil. Ca tipuri principale distingem: micașisturi, micașisturi cu grenat și cuarțite.



Fig. 2. — Calcarele jurasice dela Piatra Secuiului.

Spre deosebire de celelalte zone, tipurile de Vârfuita sunt bogate în fluturări mari de mică, ce se disting pe fețele de șistuoșitate. În spărtură se disting pături și nodule de cuarț și de feldspat ce dau rocei un aspect nodulos.

Structura, din cauza compoziției diferite, variază dela structura heteroblastică la structura homeoblastică și lepidoblastică.

Prezența gneisselor de injecție constituie un al doilea caracter esențial al seriei de Vârfuita.

Vârsta Șisturilor cristaline este paleozoică și anume post-permiană, așa cum o dovedesc xernifitele din regiunea Băișoara.

## B) JURASICUL SUPERIOR

Calcarele tithonice formează o bandă importantă, ce se dezvoltă din dreptul șoselei Turda—Petrești până în V. Arieșului (Buru).

La N de V. Arieșului, Tithonicul se îngustează până la câteva zeci de metri, atingând maximum de dezvoltare (2250 m) în Muntele Petridului,





O bandă de Miocen separă calcarele tithonice dela Buru—Muntele Petridului de calcarele din Cheile Turenilor, ce apar de sub învelișul Miocen între localitățile Tureni și Copăcenii.



Fig. 3. — Calcarele jurasice dela Cheile Aiudului.

Incepând din V. Hăsdotelor, Jurasicul superior ia contact în partea estică cu masa rocelor ofiolitice, ce-i formează fundamentul, iar la W suportă depozitele cretacice.

Continuitatea calcarelor tithonice este întreruptă la S de localitatea Petreștii de Sus.

La S de V. Arieșului, Tithonicul se continuă, cu întreruperile cauzate de eroziunea Văii Trăscăului, prin calcarele dela Piatra Stoinii—Buiagu, Mestecăniș, Piatra Secuiului (fig. 2), Piatra Lungă și Cheile Aiudului (fig. 3).

Aceste mase calcaroase prezintă aceleași raporturi geologice ca și cele din banda Iuru—Tureni, adică se sprijină pe masa eruptivă mesozoică și sunt acoperite de sedimente cretacice.

Ansamblul maselor de calcare jurasice descrise până aci fac parte din zona Turda.

Zona Bedeleu reprezintă un eșalon vestic și prezintă în linii mari aceleași raporturi geologice.

În afară de zona Turda, calcarele tithonice se mai întâlnesc pe flancul de W al Șisturilor cristaline dela Borzești—Deleni, unde ele indică o dezvoltare slabă, redusă la aflorimentele din D. Prip și din D. Petriceaua.



Vârsta calcarelor din Cheile Turzii a fost atribuită, dela începutul cercetărilor, Jurasicului superior, grație asemănării lor cu Calcarele de Stramberg.

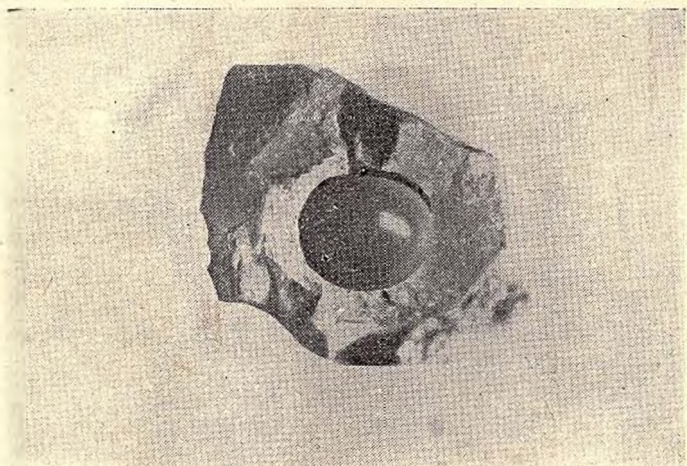


Fig. 4 b. — *Sphaerodus maximus* WAGNER.

HAUER și STACHE (13) amintesc prima oară de calcarele jurasice dela Turda, în care ei au recunoscut resturi de Corali și au citat prezența dinților de *Sphaerodus*, aflați în colecția farmacistului G. WOLFF.

A. KOCH (26) a dat prima înfățișare cartografică reală a calcarelor dela Turda, a menționat existența lui *Sphaerodus maximus* WAGNER (fig. 4) și le-a comparat cu Calcarele de Kelheim.

O. NIȚULESCU (49) a adus contribuții paleontologice importante determinând următoarele forme:

*Heliastrea* sp.

*Stylosmilia* sp.

*Ripidogyra* sp.

*Terebratula* cfr. *formosa* SUESS

*Nerinea* sp.

*Hemicidaris* sp.

*Perisphinctes* sp.

*Belemnites* sp.

*Prosopon marginatum* MEY.

*Lepidotus* sp. (diniți)

*Asteracanthus ornatissimus* AG. (diniți)

*Teleosaurus suprajurensis* SCHLOSS (diniți și fragmente de coaste).



Calcarele jurasice din regiune sunt reprezentate, în cea mai mare parte, prin calcare albe recifale de culoare cenușie-negricioasă, masive, și numai pe alocuri stratificate (Calcare de Stramberg).

Pe suprafețele expuse, ele capătă o patină albă-lăptoasă și prezintă neregularități, datorite eroziunii, mai ales în porțiunile atinse de transgresiunea mării miocene.

Tot în aceste porțiuni se observă frecvente scobituri conice, datorite Lamellibranchiatelor lithofage și rețele hexagonale puse pe seama Echinidelor miocene.

În afară de calcarele recifale, se mai întâlnesc în această regiune calcare roșii pe care le credem că aparțin Kimmeridgianului, identificat de altfel în regiunea Rimetea prin prezența a trei specii de Ammoniți determinați de FR. HERBICH.

Calcarele roșii aflate în legătură cu calcarele jurasice dela Turda au fost atribuite până acum Triasicului.

A. KOCH a descris ca Triasic, calcarele roșii brecioase cu elemente de roce eruptive de pe P. Aluniș (Pădurea Turzii), ce au format obiectul unei exploatare vechi de fier și mangan.

I. P. VOITEȘTI (90) a menționat prezența Triasicului în «zona Turda», acordându-i o deosebită importanță tectonică.

O. NIȚULESCU (49) a atribuit Triasicului, radiolaritele de pe flancul de W al Muntelui Săndulești (poteca Turda—Petrești).

În zona Turda, în afară de masa importantă a calcarelor albe recifale tithonice și de aparițiile sporadice de calcare roșii ce ar putea reprezenta Kimmeridgianul, ar trebui înglobate și calcarele calloviene, cunoscute în restul catenei. Fragmentul de *Perisphinctes* identificat de O. NIȚULESCU pledează în sprijinul acestei idei.

*Metamorfismul calcarelor jurasice.* În regiunea Buru, faptul că Jurasicul se găsește prins în fundamentul cristalin, ce prezintă în masa lui și calcare cristaline, a făcut pe I. SZÁDECZKY să le considere ca provenind din metamorfozarea calcarelor tithonice.

V. LUCA (32) a admis acest punct de vedere bazându-se pe legătura strânsă dintre calcarele cristaline și cele jurasice (Buru).

O. NIȚULESCU (49), admițând aceeași ipoteză, afirmă că în regiunea Turda calcarele jurasice și-au păstrat caracterele de roce sedimentare grație poziției lor periferice.

Noi (22) am arătat cu altă ocazie că ideea provenienței calcarelor cristaline din metamorfozarea calcarelor jurasice nu poate fi admisă; raporturile dintre aceste două categorii de roce sunt numai întâmplătoare.





În Culmea Bedeleu, unde calcarele jurasice se dispun discordant față de calcarele cristaline, intervin diabaze și bancuri de calcare calloviene ce nu au fost metamorfozate.

### C) CRETACICUL INFERIOR

În partea de E a zonei de calcare jurasice Turda—Buru, se dezvoltă în mod inegal o fâșie de depozite neocomiene, începând din dreptul Cheilor Turzii și continuând până în V. Arieșului.

La S de V. Arieșului, Neocomianul capătă o extensiune mai importantă.

Grație deschiderilor produse de cursul Văii Hăsdatele, aceste sedimente au fost menționate permanent de cercetători. HAUER și STACHE (13) le-au înglobat la «gresia carpatică», care atunci corespundea în întregime Eocenului.

Resturile organice determinate de FR. HERBICH și colectate între satele Rimetea și Colțești au făcut să se precizeze vârsta neocomiană.

În sprijinul acestei vârste au adus contribuții L. ROTH v. TELEGD și A. KOCH.

I. P. VOITEȘTI (90) a descris la Cheile Turzii marne cenușii sau roșii-violacee cu *Aptychus* (neocomiene?), considerându-le ca luând parte împreună cu calcarele tithonice, la formarea Pânzei bucoviniene.

În urma cartărilor geologice executate în Munții Trascăului am reușit să separ două serii sedimentare în complexul neocomian și anume, o serie inferioară aparținând Valanginian-Hauterivianului și alta superioară, de vârstă barremian-apțiană (23).

O. NIȚULESCU, aplicând cele stabilite de noi în Munții Trascăului, a deosebit în regiunea Cheile Turzii aceleași serii sedimentare cretacice.

#### 1. VALANGINIAN—HAUTERIVIAN

Partea inferioară a depozitelor neocomiene din Cheile Turzii și dela N de Buru, aparțin așa numitelor Strate cu *Aptychus* de vârstă valanginian-hauteriviană.

Faciesul vasez al Stratelor cu *Aptychus* este bine dezvoltat pe flancul estic al Munților Trascăului, unde le-am separat pentru prima dată de restul sedimentelor cretacice inferioare.

Din aceste strate au fost colectate, în diferite localități, resturi de Cefalopode, ce au servit la precizarea vârstei lor.

În regiunea cercetată, Stratele cu *Aptychus* se află bine dezvoltate pe flancul de W al zonei jurasice dela Buru—Tureni și anume pe distanța dintre Cheile Turzii și V. Arieșului.

Desvoltarea lor cea mai interesantă se întâlnește în Cheile Turzii, la Petrești de Sus și la moara dela Gura Sigăului.



Între Piatra Mare și cota 709, banda Stratlor cu *Aptychus* este întreruptă ca și aceea a calcarelor tithonice.

În Cheile Turzii, Stratele cu *Aptychus* sunt reprezentate în bază prin radiolarite roșii, frământate împreună cu marne cenușii-verzui; urmează apoi marne calcaroase cenușii-verzui sau roșii-violacee cu intercalații de gresii micacee diaclazate și cu hieroglife pe suprafețele lor de stratificație precum și calcare marnoase cenușii-negricioase, cu aspect litografic și cu resturi de *Calpionella*.

Aci, Stratele de *Aptychus* se reazimă direct pe Tithonic, desenează un anticlinal și suportă la W depozitele aptiene și miocene.

La N de Cheile Turzii, Stratele cu *Aptychus* reapar sub forma de radiolarite într'un punct restrâns numit « Fântânele ».

La S de Cheile Turzii, Stratele cu *Aptychus* află la Petreștii de Mijloc și Petreștii de Sus, împrumutând un facies mai calcaros, cu aspect porțelanos (calcare cenușii-negricioase diaclazate și marne cenușii-verzui ce formează lespezi de 1 m<sup>2</sup>). La Petreștii de Sus, am găsit în aceste roce un fragment de *Aptychus*.

La S de Petreștii de Mijloc, depozitele barremian-aptiene au fost erodate iar Stratele cu *Aptychus* reduse și ele prin eroziune, au ajuns să dispară complet între Piatra Mare și cota 709.

La « Moara dela Gura Sigăului », Valanginian-Hauterivianul este reprezentat prin calcare cenușii-negricioase puternic diaclazate și cu bogate accidente silicioase. Se prezintă în bancuri stratificate și sunt dispuse normal pe calcarele tithonice.

În fine, în regiunea Buru, Stratele cu *Aptychus* reapar în grosimea lor inițială și sunt acoperite de Barremian-Aptian.

## 2. BARREMIAN-APTIAN

În masa sedimentelor neocomiene se observă o diferență netă între faciesul vazos-calcaros al Stratelor cu *Aptychus* și faciesul detritic de Fliș al Barremian-Aptianului. Distincția de facies a servit la separarea Valanginian-Hauterivianului de restul sedimentelor cretace inferioare.

Barremian-Aptianul, sub facies de Fliș, se întâlnește în partea de W a zonei de calcare dela Turda, susținând normal Stratele cu *Aptychus*. Se dezvoltă în două regiuni separate între ele și anume: Cheile Turzii—Petreștii de Mijloc și N Buru.

Între Cheile Turzii și Petreștii de Mijloc, la partea superioară a Stratelor cu *Aptychus*, se dezvoltă Barremian-Aptianul reprezentat prin: calcare dure cu entroce și resturi de Echinoderme, conglomerate poligene cenușii-negri-





cioase cu o patină închisă ruginie, alcătuite din cuarțite albe și fumurii, roce eruptive, șisturi cristaline, calcare mesozoice precum și grésii cenușii, micacee, diacclazate cu resturi de Plante incarbonizate.

După o întrerupere de aproape 10 km, Barremian-Aptianul reapare la N de Buru, prezentând următoarele tipuri de roce:

Conglomerate cuarțitice cu elemente albe și fumurii, bine rulate; Gresii cenușii-negrice, puternic diacclazate, cu calcită solvită, și suprafețele puternic cutate;

Șisturi argiloase, cenușii-negrice, cu diacclaze fine de aproximativ 1 mm, puternic frământate, ce capătă o patină grafitoasă în apropierea liniilor de șariaj.

Acest complex detritic, caracteristic faciesului de Fliș, se distinge de restul sedimentelor cretace prin patina grafitoasă, diacclazarea puternică și aspectul cutat intens.

El este interesant prin poziția sa stratigrafică, superioară Stratelor cu *Aptychus*, fapt ce ne determină să-l atribuim Barremian-Aptianului.

Deasemenea interesează prin faptul că aceeași serie de roce o găsim în Flișul cretacic din Munții Metaliferi și Munții Trascăului, unde se disting de celelalte sedimente ale Cretacului mediu și superior.

#### D) PALEOGENUL

##### EOCEN

Depozitele eocene se întâlnesc într-o regiune restrânsă și anume la W de Turda, pe teritoriul comunelor Crăiești și Schiop. Ele sunt reprezentate prin orizontul argilelor vârgate superioare și orizontul calcarelor grosiere superioare.

Argilele vârgate superioare se dezvoltă la S de V. Hădatelor până în V. Schiopilor.

Orizontul calcarelor grosiere superioare se dezvoltă la N de V. Hădatelor între satele Crăiești, Micești și Deleni. Este reprezentat prin calcare grezoase de culoare albă-cenușie sau albă-gălbuie, bogate în Foraminifere, resturi de Moluște și forme mici de Nummuliți. Aflurează în carierele dela E Crăiești — NE Deleni și este acoperit de pietrișurile cuaternare.

#### E) MIOCENUL

Depozitele miocene, fiind cele mai răspândite din regiune și formând obiectul principal al cercetărilor, vor fi descrise în toate detaliile.

Până în prezent se cunosc câteva puncte fosilifere situate pe marginea Munților Apuseni, dar o cartare separată a fiecărui orizont în parte lipsește.



În general, se consideră de autori că Miocenul este reprezentat prin următoarele trei subdiviziuni:

Sarmațian;

Calcare de Leitha (Tortonian) și

Strate de Câmpie (Helvețian).

Dar o separare a acestor orizonturi nu s'a făcut, ea necesitând o cercetare minuțioasă pe teren.

Dificultățile, care stau în fața unor cartări a orizonturilor miocene, se datoresc asemănărilor petrografice, diferențelor de facies, lipsei de faune caracteristice pe tot întinsul regiunii, precum și dezvoltării mari a depozitelor cuaternare.

Asemănările petrografice fac să nu putem distinge subdiviziunile inferioare ale Miocenului și nici Sarmațianul de restul seriei.

Diferențele de facies ce se remarcă în cuprinsul Miocenului fac să nu putem deosebi cu ușurință diferitele orizonturi; s'au considerat în mod obișnuit faciesurile sincrone heteropice ca aparținând la vârste diferite.

Resturile organice sunt frecvente pe marginea catenei învecinate, însă lipsesc în restul regiunii, astfel că nu ne putem baza pe ele în separarea orizonturilor.

Depozitele cuaternare (aluviuni, terase), din Văile Arieș și Mureș, fac ca Miocenul să apară discontinuu și să nu-l putem urmări pe distanțe mari.

După noi, Miocenul este reprezentat prin două subdiviziuni: Tortonianul și Sarmațianul.

#### 1. TORTONIAN

Urmărind dezvoltarea Tortonianului se pot distinge trei regiuni importante: bordura muntoasă, axul anticlinalelor dintre Văile Arieș și Mureș și regiunea cuprinsă între V. Someșului și V. Arieșului.

Pe bordura muntoasă, Tortonianul a fost descris sub denumirea de Calcare de Leitha de HAUER și STACHE (13). În capitolul « Das Toroczkoer Gebirge » paragrafele: « Tordaer Spalte, Sinfalva und Várfalva, Torockó und dessen Umgebung » ei au descris Tortonianul ca fiind dezvoltat între Tureni și Buru și apoi la Lopadea, de unde au citat câteva resturi de fosile.

A. КОЧ, în « Monografia Bazinului Transilvaniei » (29), a descris Calcarele de Leitha dela Copăceni—Buru după observații proprii, iar cele dela S de V. Arieșului după cercetările lui L. ROTH v. TELEGD, LÖRENTHEY (37) și HERPEY (16).

În aceeași lucrare, a dat o listă de fosile după determinările proprii și a autorilor de mai sus.





L. ROTH TELEGD (69) a descris aparițiile Calcarelor de Leitha dintre Buru și Lopadea, pe care le-a reprezentat pe harta geologică Aiud (1: 75.000).

Acest autor a dat, deasemenea, descrieri detaliate ale aflorimentelor întâlnite pe teritoriul localităților: Moldovenești, Pietroasa, Podeni, Lopadea.

Un studiu detaliat al faunei dela Lopadea se datorește lui PÁVAI-VÁJNA (61).

MIRCEA ILIE (19-22) a descris Tortonianul cuprins între Pietroasa și Gârbova, distingând faciesul litoral, faciesul recifal și faciesul neritic.

A. VANCEA (88) s'a ocupat cu Mediteraneanul II dela Cheia, Cornești și Lopadea.

O. NIȚULESCU (50) a descris detaliat depozitele miocene dela Copăceni, Săndulești, Cheia și Petrești, distingând trei subdiviziuni: Helvețianul, Tortonianul și Sarmațianul.

Pentru o înțelegere mai lesnicioasă, descrierile petrografice ce urmează vor fi grupate pe faciesuri. Tortonianul cercetat de noi prezintă următoarele faciesuri: faciesul litoral-recifal, faciesul lagunar și faciesul neritic.

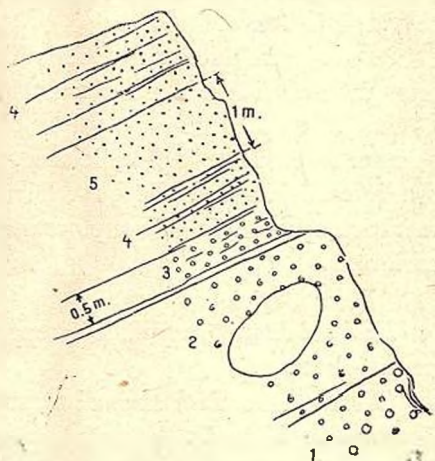


Fig. 5 — Secțiune în Tortonianul dela Pața.  
1, conglomerat; 2, conglomerate cu concrețiuni; 3, conglomerat mărunț; 4, marne și nisipuri; 5, nisipuri.

*Faciesul litoral detritic.* Depozitele tortoniene sunt reprezentate în baza lor și la contactul cu fundamentul mesozoic prin depozite detritice (pietrișuri cimentate și conglomerate).

Pietrișurile (fig. 5) sunt alcătuite în cea mai mare parte din cuarțite albe și negre precum și din porfirite cuarțifere, feldspatice și diabaze, unite între ele printr'un ciment slab calcaros. Elementele eruptive provin, fie direct din fundament, fie din remanierea conglomeratelor cretacice. Mărimea elementelor variază între 2—4 cm.

Conglomeratele și brecciile calcaroase se întâlnesc în regiunea Petrești—Tureni—Săndulești, adică la extremitatea nordică a maselor de calcare jurasice. Ele sunt alcătuite din elemente de calcare jurasice, de culoare albă-cenușie, bine rulate și de dimensiuni variabile. Mărimea elementelor variază în mod obișnuit dela 2—6 cm, cele mai mari pot ajunge până la 1 m<sup>3</sup>; forma elementelor este sferică sau neregulată.

Se prezintă în bancuri groase de 0,5 m, cu suprafețele neregulate; când devin compacte, se confundă la prima vedere cu calcarele jurasice.

Conglomeratele ce sunt dispuse pe fundamentul eruptiv prezintă numeroase elemente rulate de roce eruptive, colorate în verde-închis și brun. Ele au fost depuse inițial pe o suprafață de eroziune.

Calcarele jurasice din baza conglomeratelor tortoniene au o suprafață neregulată și sunt străbătute de numeroase găuri produse de moluște lithofage. Faptul a fost citat și de A. KOCH, care-l pune pe seama genului *Lithodomus*.

La S de Fântâna Muntelui, conglomeratele sunt spre bază mai gresoase, iar prin desagregare elementele sunt libere. Aci se observă un banc de gresii grosolane cu structură încrucișată, dovedind apropierea unui curs de apă ce se vărsa în mare.

Pe poteca ce duce spre Cheile Turzii se desenează un mic anticlinal datorit unor deformări locale a sedimentelor.

La W de satul Săndulești se observă, la partea superioară, conglomerate calcaroase, gresii cenușii-albicioase, grosiere, cu elemente de pietrișuri formate din calcare jurasice. Ele sunt friabile, reprezintă trecerea calcarelor conglomeratice spre partea lor superioară și sunt exploatate de localnici într-o mică carieră.

*Faciesul litoral recifal.* Este reprezentat prin următoarele tipuri de calcare organogene:

Calcarele cu *Lithothamnium*, substituindu-se calcarelor conglomeratice, se dezvoltă la S de V. Arieșului în regiunea Moldovenești, Pietroasa, Podeni, Lopadea. Ele sunt de culoare albă-gălbuie și cenușie pe fețele expuse. Se prezintă în bancuri groase de 0,5 m, cu suprafețele neregulate datorite concrețiunilor de alge calcaroase ce apar în relief prin spălarea apelor.

Adeseori calcarele cu *Lithothamnium* se prezintă în blocuri de mărimea unui pumn și au un aspect cerebriiform, mai ales când sunt antrenate de cursul apelor sau sunt remaniate în Ponțian.

Calcarele coraligene apar pe alocuri în masa calcarelor cu *Lithothamnium*.

Calcarele cu Gasteropode, bine dezvoltate între Podeni și Lopadea, sunt alcătuite din aglomerarea cochiliilor de Gasteropode, în special din mulajele lor interne.

« Lumachelle » sunt rocele cele mai frecvente, după calcarele cu *Lithothamnium*. La alcătuirea lor iau parte mai ales genurile: *Ostrea*, *Pecten*, *Cardium* și *Venus*.

Calcarele cu Echinide sunt asociate cu celelalte calcare organogene și mai ales cu cele formate din acumularea Moluștelor.

Calcarele cu Foraminifere, albe-gălbui cu patină cenușie, aspre la pipăit, friabile, conțin numeroase resturi de foraminifere și în mod special forma *Heterostegina costata* D'ORB.





*Faciesul lagunar.* Pătura slabă de apă marină sub care s'au depus sedimentele litorale — dovadă activitatea animalelor lithofage și prezența algelor calcareoase — a făcut ca pe alocuri să se instaleze un regim lagunar.

Sub influența regimului lagunar s'au depus gipsurile și sarea sub forma de bancuri intercalate în marne, având o alură sinuoasă și fiind dezvoltate continuu între autostrada Turda—Cluj și V. Arieșului (Cheia).

Cercetând îndeaproape aceste gipsuri se observă că ele nu formează benzi dezvoltate pe distanțe mari, ci se prezintă sub forma unor lentile cu dezvoltare locală și diferită și anume:

Lentila de gips din D. Dăbăgău (Copăcenii) prezintă cea mai mare suprafață, ocupând două mameloane.

În vecinătatea imediată a satului Copăcenii și anume în partea lui de N se întâlnește cea de a doua lentilă de gips.

Gipsul dela Hegheșcău, atinge o grosime de 12 m și prezintă o formă lenticulară clară, prinsă între calcarele tortoniene.

Gipsul dela S de Săndulești a fost exploatat superficial prin 4—5 cariere, fără halde importante la suprafață.

Gipsul dela N de Irmezeu (N Cheia) reprezintă lentila cea mai redusă și care, prin izolarea ei, nu a fost exploatată până în prezent.

Gipsul dela Râpile Albe (W Cheia) conține un zăcământ important de alabastru.

Abruptul dela baza gipsurilor a făcut ca blocuri uriașe să fie antrenate către V. Arieșului. Ele se găsesc răspândite pe tot amplasamentul satului Cheia, dând adeseori impresia că se găsesc în loc. Au fost reprezentate de A. KOCH ca atare și figurate pe harta sa cu un aspect curios.

În afară de gipsuri, considerăm ca făcând parte din faciesul lagunar, calcarele bituminoase, ce se întâlnesc la Dăbăgău în relație cu gipsurile.

BALOGH (1) a citat în gipsurile dela Cheia, cristale de cuarț cu incluziuni de anhidrit.

AL. FERENCZ a colectat (1934) dela Săndulești o bucată de calcar bituminos cu o mare cantitate de sulf.

A. KOCH (28) a explicat prezența celestinei din gipsurile dela Copăcenii—Săndulești ca fiind datorită unor fenomene diagenetice, care s'au format pe seama piritei și  $\text{CO}_3\text{Sr}$  din marnele miocene.

O. NIȚULESCU (50), reluând studiul originii celestinei dela NW Turzii, a considerat-o de proveniență hidrotermală, în legătură cu apariția banatitelor de pe marginea de E a Șisturilor cristaline din Munții Gilăului.

Levigarea calcarului din acoperișul zăcământului precum și orizontalitatea lui demonstrează origina diagenetică a celestinei, provenită prin concentrarea reziduală a  $\text{CO}_3\text{Sr}$  din masa calcaroasă superioară.



Argilele salifere fac parte din același facies lagunar dezvoltat pe o linie mai interioară față de gipsurile periferice. Ele sunt de culoare cenușie-negricioasă sau feruginoasă cu bogate eflorescențe saline. Înmuiate cu apă formează o pastă care prin uscare capătă un aspect nodulos. Aceste argile însoțesc masivele de sare și sunt bine dezvoltate în regiunile Turda, Ocna Mureșului, Cojocna

și Pața. Argilele salifere cuprind intercalații de gresii cu patină feruginoasă în plăci fine și cu hieroglife.

Brecia sării se poate observa la Ocnele Turzii, în apropierea vechilor puțuri de extracție și este reprezentată prin conglomerate cu elemente de calcare jurasice și porfirite verzi, precum și cuarțite negre.

Sarea o considerăm ca aparținând aceluiași facies lagunar al Tortonianului. Ea se găsește în masivele ce au format obiectul exploatărilor din timpurile cele mai vechi (Ocna Mureșului, Turda, Cojocna) sau în masive aproape de suprafață și a căror prezență este semnalată prin existența unor izvoare sărate de concentrație puternică (D. Florilor, Aiton, Pața).

Masivul de sare dela Ocna Mureșului, asupra căruia datele de informații sunt

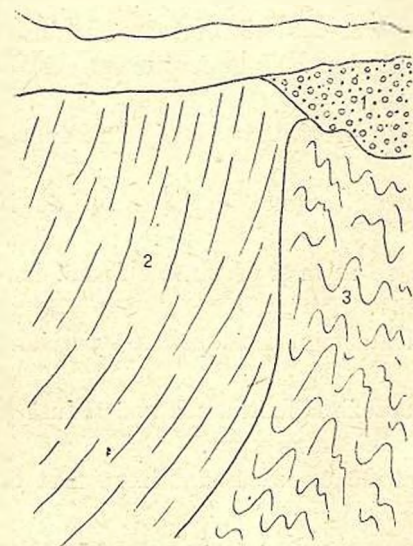


Fig. 6 — Contactul între Tortonian și masivul de sare dela Ocna Mureșului.  
1, Terasa Mureșului; 2, Tortonian; 3, masivul de sare.

mai precise, are o formă cilindrică elipsoidală, iar la partea superioară prezintă revărsări bilaterale (fig. 6 și 22).

Sarea prezintă o structură cristalină, grăunțoasă, compactă și clivajul cubic. Se distinge o stratificație, grație alternanței de pături albe-translucide și pături cenușii, datorită prezenței materialului argilos.

Alternanța păturilor colorate diferit pune în evidență cutele multiple și variate ale masivului, atât în aflorimentele dela zi cât și acelea din galeriile de exploatare (Ocna Mureșului).

Ca incluziuni în masa sării sunt cunoscute gipsuri, gresii, nisipuri și marne. Gipsurile sunt sincrone depunerii sării; sedimentele detritice, întâlnite în partea axială a masivului dela Uioara, pot fi considerate ca reprezentând « cap-rokul » sării.

Brecia sării este observabilă rareori în masa marnelor salifere (Turda) sau la limita masivului. Acest din urmă caz se cunoaște la Ocna Mureșului unde



galeria de exploatare, pornită dela puțul principal de exploatare de pe partea de NE a masivului, a întâlnit, la contactul dintre Miocen și sare, o brechie în grosime de 5 cm.

Sărurile de potasiu din Cuveta Transilvaniei au format obiectul cercetărilor între anii 1899—1907. După ideea lui MALLY S. susținută de LOCZY, s'au făcut cercetări în « Câmpia ardeleană », bănuindu-se că aci ele au putut fi salvate de spălarea apelor.

Sonda de explorare nr. 2 dela Sărmășel, pusă în lucru în scopul descoperirii zăcămintelor de săruri de potasiu, a produs o violentă erupție de gaze naturale. În urma rezultatelor Sondei 2 Sărmășel, K. PAPP (56) a exprimat ideea unor explorări, în vederea identificării sărurilor de potasiu, în masivul dela Cojocna.

Până în prezent, cercetările în sensul descoperirii sărurilor de potasiu în Bazinul Transilvaniei n'au dat rezultate.

Sărăturile sunt caracteristice regiunilor cu masive de sare și constau din suprafețe întinse cu puternice eflorescențe saline mai ales în sezoanele sece-toase. Vegetația obișnuită lipsește; se observă numai plante xerofile, reprezentate prin genurile: *Salsola*, *Salicornia*, *Tamarix*, care împrumută solului un colorit special roșu-violaceu.

Astfel de sărături se observă la Ocna Mureșului, Ocnele Turzii, Băile Romane și Cojocna.

În apropierea masivelor de sare apele vadoase dau naștere izvoarelor sărate. Izvoarele clorurate din regiune sunt intim legate de masivele de sare.

Afară de utilizarea lor terapeutică, izvoarele sărate sunt întrebuințate la nevoile casnice. În acest caz, ele sunt captate în puțuri acoperite, numite « murători » (Aiton, V. Florilor, Cojocna, Pața, Băile Romane).

Lacurile sărate din regiune, aflate la Cojocna, Ocnele Turzii (Ciurgău) (fig. 7) și Băile Romane—Turda, sunt provenite din umplerea vechilor ocne sau a dolinelor de disoluție formate pe spinarea masivului de sare. La Ocna Mureșului, deși la suprafață se observă numeroase doline, totuși lacuri sărate nu s'au putut forma. Apa de infiltrație pătrunde adânc în masiv din cauza golurilor cauzate de exploatările vechi.

Organismele, mai ales cele microscopice, contribuie prin moartea lor la formarea unui nămol întrebuințat în terapeutică.

KALECZINSKY (25) a observat la lacurile sărate din Transilvania (Sovata) un fenomen termic important, anume că ele prezintă o pătură de apă caldă (+25° — 50° C), cuprinsă între adâncimile de 1,80 — 3,00 m.

I. MAXIM (41) a constatat același fenomen și la lacurile sărate dela Turda și Cojocna, aflate în regiunea noastră. Experimentând cu ajutorul a două vase





mari a găsit explicația acestor fenomene, prin existența unui strat protector de apă dulce.

*Faciesul neritic de mică adâncime.* Dacă faciesul litoral se limitează la mai multe sute de metri lățime în apropierea marginii muntoase, în schimb faciesul neritic are o mare întindere.

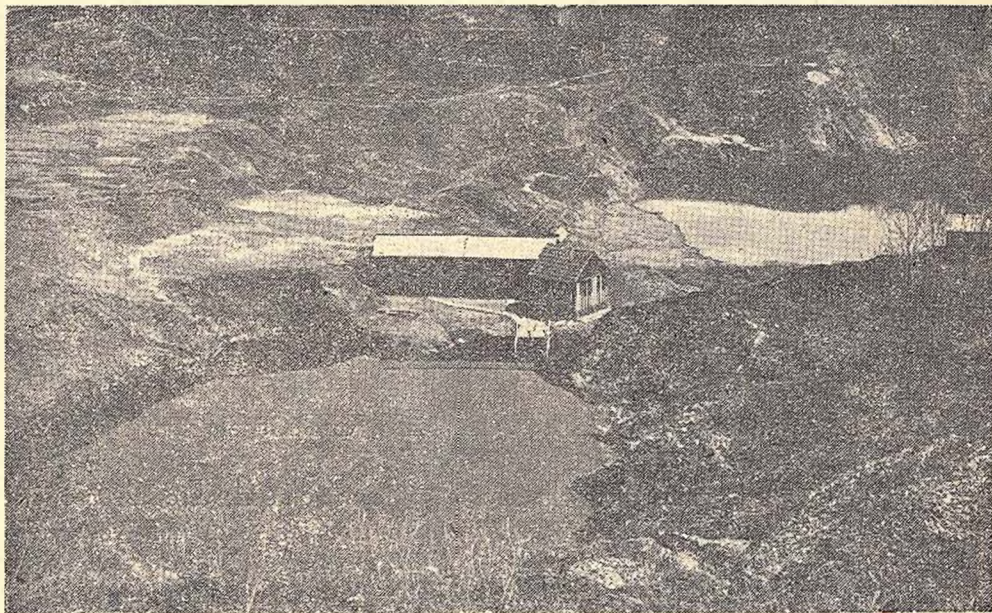


Fig. 7. — Lacurile sărate dela Ocnele Turzii.

La N de V. Arieșului, faciesul neritic al Tortonianului ocupă cea mai mare suprafață a terenului, iar la S de această vale, Tortonianul apare ca fâșii în axul anticlinalelor Ciugud — Măhăceni, Stejeriș — Vinț — Ocna Mureșului, Călărași — Lunca Mureșului și Căptălan.

Considerăm acest facies neritic, pe baza resturilor organice, ca fiind depus la mică adâncime. Lipsa marnelor cu *Pleurotome* ne face să credem că faciesul neritic de mare adâncime nu a fost depus în regiunea cercetată.

Deși faciesul neritic de mică adâncime se găsește cu o dezvoltare mare față de faciesul litoral, totuși aflorimentele lui sunt rare.

V. Arieșului, pe malul stâng, între Cheia și Câmpia Turzii, ne descoperă un profil continuu care, însă, din cauza complicațiilor tectonice, nu poate servi la stabilirea unor succesiuni stratigrafice.



Faciesul neritic de mică adâncime al Tortonianului se caracterizează prin următoarele tipuri de roce:

Marne cenușii-albăstrui, cenușii-negricioase, compacte, care au o spărtură concoidală, iar prin expunere și umiditate se descompun în fragmente neregulate.

Marnele argiloase cenușii-negricioase cu pete feruginoase se disting prin prezența fluturașilor de mică albă.

Argilele plastice cenușii, compacte stratificate, se înmoaie în apă și formează o pastă întrebuintată la fabricarea țiglelor (Câmpia Turzii, Ocna Mureșului).

Argilele nisipoase sunt fin micacee și au o colorație galbenă, feruginoasă.

Nisipurile micacee, slab feruginoase.

Gresiile cenușii, micacee, feruginoase prin alterație în bancuri de 10 cm — 1 m, alternează cu argilele și marnele.

Gresiile cu hieroglife seamănă foarte mult cu gresiile paleogene din faciesul de Fliș.

Gresiile curbicorticeale, cu ondulațiuni largi, se desfac în plăci de 1 cm — 1 m.

Gresiile grosiere prezintă elemente mici (1 ½ cm — 2 cm) de cuarțite rulate.

În afară de aceste roce detritice, faciesul neritic de mică adâncime mai cuprinde:

Gresii calcaroase grosiere cu Lamelibranchiate, aflate pe malul stâng al Arieșului, în dreptul satului Opișani și pe V. Sărată;

Gresii calcaroase cu *Lithothamnium* indentificate de noi în apropierea satului Măhăceni și

Calcare cu *Lithothamnium* sub formă de concrețiuni, incluse în complexul argilo-marnos.

Din descrierea de mai sus reiese că faciesul neritic al Tortonianului prezintă un volum stratigrafic important, alcătuit dintr-o alternanță uniformă de marne, argile și gresii.

Sedimentele neritice împrumută un aspect de Fliș și sunt lipsite de fosile în comparație cu abundența faunelor din faciesul litoral-recifal.

**Fauna.** Resturile organice, reprezentate mai ales prin Echinide și Moluște, sunt abundente în faciesul litoral — recifal; faciesul neritic prezintă organisme rare, dar totuși suficiente pentru a-i determina vârsta.

Prezența fosilelor numeroase în faciesul litoral a făcut chiar pe primii cercetători să le aprecieze vârsta.

## Fosile tortoniene din regiunea Copăceni—Moldovenești — Lopadea

Numele speciei	Tureni	Copăceni	Săndulești	Crăiești	Moldovenești	Pietroasa	Podeni	Lopadea	Uioara
Foraminifere									
<i>Heterostegina costata</i> d'ORB.		+					+	+	
<i>Amphistegina havesina</i> d'ORB.					+				
Coralieri									
<i>Favia magnifica</i> RSS.					+				
<i>Explanaria astroites</i> GOLDF. =					+			+	
<i>Heliastrea reussana</i> M. EDW. et H. PANK.									
<i>Heliastrea conoidea</i> REUSS					+				
<i>Turbinolia duodecimcostata</i> GOLD.								+	
<i>Cladogia conferata</i> R. SS					+				
<i>Solenastrea</i> cf. <i>distans</i> REUSS					+				
Echinide									
<i>Clypeaster crassicostratus</i> AG.					+				
<i>Clypeaster altus</i> LAM.						+			
<i>Clypeaster</i> cf. <i>parvus</i> DUCH.						+			
<i>Echinolampas linckii</i> GOLDF.						+			
Anelide									
<i>Serpula</i> sp.								+	
Briozoare									
<i>Defrancia prolifera</i> RSS.					+				
<i>Retepora cellulosa</i>					+				
<i>Retepora globularia</i> REUSS.							+		
<i>Retepora polyphyma</i> RSS.							+		
<i>Retepora erecta</i> RSS.							+		
Brachiopode									
<i>Terebratulina grandis</i> BLUM (= <i>ampulla</i> LAM.)							+	+	
Lamellibranchiate									
<i>Gastrochaena</i> cf. <i>intermedia</i> HÖRN.	+								
<i>Teredo norvegica</i> SPENGL.						+			
<i>Corbula carinata</i> DUJ.						+			+
<i>Corbula gibba</i> OLIVI.						+			
<i>Basterotia corbuloides</i> MAY.						+			
<i>Ervilia pusilla</i> PHIL.									+
<i>Tellina lacunosa</i> (?) CHEMN.								+	
<i>Tapes basteroti</i> MAY.							+		
<i>Venus marginata</i> HÖRN.						+			
<i>Venus</i> sp. ind.									
<i>Isocardia cor.</i> L.						+	+	+	+





Numele speciei	Tureni	Copăceni	Săndulești	Crăiești	Moldoveni	Pietroasa	Podeni	Lopa-dea	Uioara
<i>Cardium discrepans</i> BAST.							+		
<i>Cardium</i> sp. ind.									+
<i>Cardium</i> sp. ( <i>suessi</i> BARB. + <i>plicatum</i> EICHW.).					+				
<i>Cypricardia transsilvanica</i> HÖRN.							+		
<i>Lucina columbella</i> LAM.								+	
<i>Leda nitida</i> BROCC.							+		
<i>Modiola hörnesi</i> REUSS							+		
<i>Lithodomus avitensis</i> MAY							+		
<i>Avicula phalenarea</i> LAM.							+		+
<i>Pecten besseri</i> ANDRZ.									
<i>Pecten cristatus</i> BRONN						+			
<i>Pecten elegans</i> ANDRZ.					+				
<i>Pecten</i> cf. <i>halgeri</i> GEIN.	+								
<i>Pecten malvinae</i> DUB.					+				+
<i>Pecten (Vola) feldeni</i> FUCHS									+
<i>Pecten septemradiatus</i> MÜLL.								+	+
<i>Pecten scissus</i> (E. FABRE) HILB.									+
<i>Pecten</i> sp. ind.									+
<i>Ostrea cochlear</i> POLI.				+			+	+	
<i>Ostrea hörnesi</i> REUSS					+				
<i>Ostrea digitalina</i> DUB.					+				
<i>Ostrea</i> cf. <i>lamellosa</i> DUB.					+				
<i>Ostrea</i> sp.									
Gasteropode									
<i>Conus</i> sp. (mulaj intern).					+				
<i>Buccinum (Tritia) vindobonensis</i> MAY									+
<i>Buccinum</i> sp.					+				+
<i>Cerithium pictum</i> BAST.					+				
<i>Cerithium</i> sp.					+				
<i>Turritella</i> cf. <i>gradata</i> MENKE.	+				+				
<i>Turritella riepeli</i> PARTSCH.					+				
<i>Monodonta angulata</i> EICHW.									+
<i>Trochus phanulum</i> GMEL.									+
<i>Trochus patulus</i> BROCC.									
<i>Trochus turricula</i> EICHW.									+
<i>Delphinula ratelaeformis</i> GRAT.									+
<i>Natica helicina</i> BROCC.									+
<i>Dentalimu entalis</i> L.					+				
<i>Bulla lajonkaireana</i> BAST.									+
<i>Bulla truncata</i> ADAMS.									+
<i>Serpulorbis intortus</i> LAM.									+
<i>Vermilia</i> sp.									+
<i>Planorbis</i> sp.					+				
Alge									
<i>Lithothamnium ramosissimum</i> REUSS					+	+	+	+	



HAUER și STACHE citează în descrierile lor următoarele forme: *Nullipore*, *Coralieri*, *Isocardia*, *Pecten*, *Ostreide* și *Cardiacee*.

În regiunea Tureni — Copăcenii, A. KOCH a făcut primele determinări iar la S de V. Arieșului L. ROTH v. TELEGD a descris numeroase fosile.

Din examinarea tabelului de fosile cunoscute în regiune, putem trage concluzii dintre cele mai interesante.

Formele de *Coralieri* și *Lithothamnium* demonstrează prezența Tortonianului. Deasemenea, asociația de Gasteropode și Lamelibranchiate este identică cu cea din Miocenul dela Lăpuși — Buituri. Formele numeroase de Echinide, determinate de VADÁSZ, demonstrează existența Tortonianului sub un facies marin litoral.

În general, prezența algelor calcaroase (*Lithothamnium*) constituie o dovadă de prezența Tortonianului. HAUER și STACHE (13) le-au identificat la Lopadea sub denumirea de *Nullipore*.

Acest gen ne-a ajutat până în prezent la identificarea Tortonianului și în alte regiuni. Pentru regiunea zonelor diapire din Vestul Cuvetei Transilvane este interesantă prezența genului *Lithothamnium* sub forma de gresii calcaroase sau de concrețiuni calcaroase cuprinse în mările miocene dela Măhăceii. Astfel se demonstrează existența Tortonianului în axul primei cute dela marginea Munților Apuseni.

A. KOCH (29) a menționat că A. MOSEL a colectat, în anul 1869, în săpăturile făcute în partea de NE a masivului de sare Ocna Mureșului argile cu *Lithothamnium* și *Pectunculus pilosus*.

Prezența genului *Lithothamnium* de aci dovedește extinderea Tortonianului și în cel de al doilea anticlinal, distanțat de marginea muntoasă la cca 15 km.

Este de reținut faptul că *Lithothamnium* a fost colectat din depozitele aflate în apropierea masivului de sare, depozite care în mod obișnuit se considerau de vârstă helvețiană.

Pentru existența Tortonianului de o parte și de alta a Văii Arieșului (dela Câmpia Turzii la vărsarea în Mureș) nu avem dovezi paleontologice, însă aflându-ne în baza Sarmațianului, putem afirma întinderea sedimentelor tortoniene până la anticlinalul cel mai vestic.

Cum nicăieri nu s'a putut identifica genul *Pleurotoma*, putem considera absența faciesului neritic de adâncime în «zona cutelor diapire».

*Orizontări, tufurile dacitice.* Orizontarea Tortonianului întâmpină mari dificultăți din cauza intervenției faciesurilor, asemănărilor petrografice cu Sarmațianul și a lipselor de faune.





În regiunea cercetată, baza Tortonianului nu se cunoaște deoarece marchează un contact discordant față de fundamentul mesozoic; iar la partea superioară a fost delimitat în mod arbitrar.

Pachetul mare de sedimente arată o grosime exagerată din cauza complicațiilor tectonice (V. Arieșului).

Lipsa fosilelor, care să ne permită orizontarea în interiorul Tortonianului și o delimitare față de subdiviziunile stratigrafice inferioare și superioare a impus ca repere nivelele cu tufuri dacitice.

Prezența tufurilor dacitice este cunoscută în depozitele miocene din Cuveta Transilvaniei ca și în cele din Subcarpați.

Ele apar intercalate în complexul argilo-gresos al întregului Miocen. Sunt de culoare cenușie, cenușie-cafenie, verzuie și prin alterație devin albe-gălbui sau ruginii.

Pe suprafețele lor, se observă scurgeri noroioase sau urme de Plante; sunt stratificate și pe alocuri se disting chiar — în mic — o structură încrucișată. Pot fi impurificate cu material argilos și adeseori alternează cu strătulețe de argile și marne. Sunt fine, albe și omogene la partea superioară, iar în bază devin de obicei mai groșiere, aspre la pipăit și bogate în elemente melanocrate.

Patul și acoperișul bancurilor de tufuri dacitice nu apar totdeauna descoperite. Grosimea bancurilor variază nu numai la diferitele nivele, dar chiar la același nivel, în lungul său. Nivelele principale pot fi dublate, pe anumite distanțe, de bancuri secundare.

Grație carierelor regiunea se îmbogățește în aflorimente, foarte utile cercetărilor, mai ales în regiunile acoperite (fig. 8).

Prin alterație, tuful dacitic se desface în blocuri din ce în ce mai mici, ajungând la sfârșit la o masă pulverulentă albă. Blocurile cu început de alterație au o spărtură concoidală, mai evidentă la varietățile dure, porțelanoase.

Tot prin alterație, stratificația devine mai clară la varietățile grosolane din baza bancurilor.

În cele ce urmează ne vom ocupa de poziția stratigrafică a nivelelor de tufuri dacitice din Tortonianul regiunii noastre.

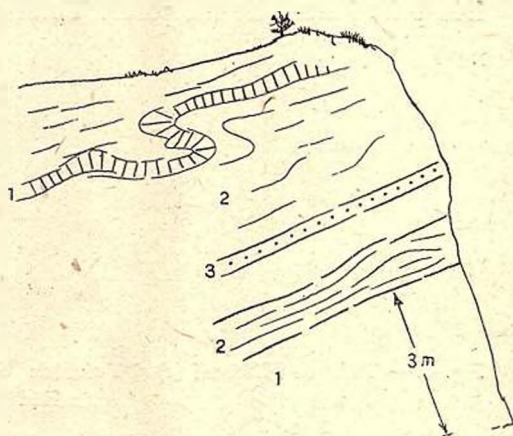


Fig. 8. — Profilul carierii dela cota 338, Ccojna.  
1, tuf dacitic; 2, marne; 3, gresii.

Dela început distingem două categorii de tufuri: în prima categorie situăm tufurile dacitice dela partea superioară a Tortonianului, care se pot urmări pe distanțe mari în Estul regiunii, neafectată de cutări și o a doua categorie a tufurilor din partea inferioară a Tortonianului, care, fiind implicate în diferitele cutoșări și suferind chiar inversări, este greu a le urmări continuitatea în spațiu.

Din prima categorie fac parte: Tuful de Ghiriș și Tuful de Hădăreni.

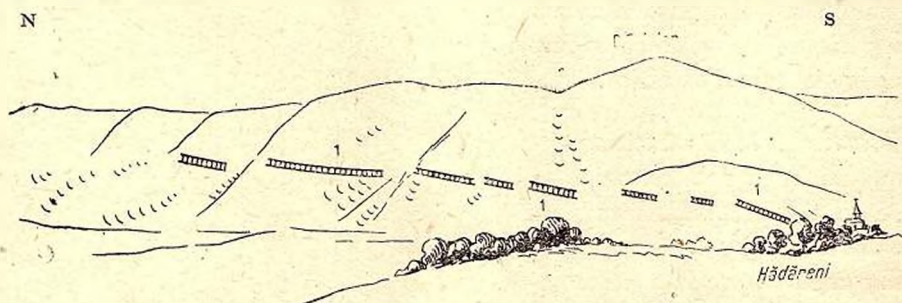


Fig. 9. — Tuful de Hădăreni (1) și Tuful de Ghiriș (2) pe malul stâng al Arieșului, la Hădăreni.

Tuful de Ghiriș se dezvoltă în partea de E a regiunii.

Primele aflorimente se observă la E de satul Hădăreni, de unde se dirijează către NW până în dreptul localității Viișoara.

În toată această regiune, deschiderile sunt foarte clare mai ales cele de pe malul stâng al Arieșului.

Dela Viișoara, Tuful de Ghiriș se orientează N — S prezentând deschideri continue în sectorul nordic în apropiere de Viișoara; depozitele cuaternare împiedică urmărirea îndeaproape a tufului.

La N de Boldești, Tuful de Ghiriș se dezvoltă către E satul Cînu Mare apoi W Supur, D. Găinii (cota 510 m) W Aruncata trece prin localitatea Suhatu, iar de aci imediat la N ia contact cu aflorimentele dela Ghirișul de Câmpie, localitate de unde derivă numele orizontului superior de tuf dacitic.

Al doilea nivel de tuf dacitic din Tortonian este Tuful de Hădăreni, după numele localității Hădăreni (87), din apropierea confluenței Văii Arieșului cu Mureșul. În partea de S, între Hădăreni și Viișoara, tuful dacitic apare sub forma a cinci segmente datorite fie faptului că el coboară sub nivelul de eroziune, fie surpăturilor de teren. Primul segment se dezvoltă la Hădăreni între D. Fetelor și D. Ticuiului (fig. 9), al doilea, la W de cota 466, al treilea, în dreptul drumului spre Grindeni, al patrulea, la moara dela Viișoara și al cincilea, dezvoltat tot așa de bine ca primul, se observă la cotul mare al Văii Arieșului.





Între Viișoara și D. Tartarului, tuful își pierde continuitatea apoi reapare putându-se urmări dela capătul de apus al localității Cîanu Mare, trece prin mijlocul satului Iuru, apoi prin D. Erdemina până la N de satul Călian, urmărind malurile afluenților de pe dreapta ai Văii Călianului.

În regiunea Văii Fetelor—Cojocna (fig. 10)—Pața—Aiton, se dezvoltă tufurile dacitice din partea mediană a Tortonianului a căror continuitate nu se mai poate urmări ca în cazul Tufurilor de Ghiriș și Hădăreni, deoarece intervin anticlinale cu structura complicată.

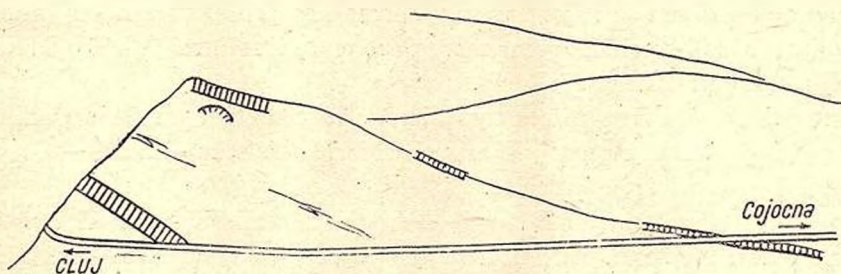


Fig. 10. — Tufurile dacitice dela W de Cojocna.

Sub Tuful de Hădăreni, mai apar, în Nordul regiunii cercetate două nivele cu tuf dacitic, pe care le-am denumit: tuful intermediar, dezvoltat imediat sub Tuful de Hădăreni și tuful inferior, reprezentând nivelul cel mai inferior ce apare în Tortonianul din regiunea cercetată.

Tuful de Dej, caracterizat prin grosimea lui mare, nu a fost descoperit de eroziune în regiunea noastră; aparițiile lui sunt semnalate la Nordul Văii Someșului.

Până acum aparițiile cuprinse între Tuful de Dej și Tuful de Ghiriș au fost considerate ca reprezentând Mediteranul II (Helvețian și Tortonian). Cercetările noastre ne-au condus la următoarea orizontare:

Sedimentele cuprinse între Tuful de Hădăreni și Tuful de Ghiriș aparțin Tortonianului superior, reprezentat prin sedimente detritice, cu aspect flișoid, depuse într-o zonă neritică.

Între Tuful de Hădăreni și tuful inferior este cuprins Tortonianul mediu, cu aceleași caractere lithologice ca și Tortonianul superior (Buglovian).

În fine, sub tuful inferior și deasupra Tufului de Dejs'ar dezvoltă Tortonianul inferior, reprezentat mai ales printr'un facies lagunar.

Trebue să observăm că această subdiviziune a Tortonianului, bazată pe diferite nivele de tufuri dacitice, nu se poate aplica în regiunea periferică, la contactul cu marginea muntoasă, unde acțiunea valurilor a împiedicat depu-

nerea lentă a tufurilor. Aci credem că transgresiunea marină se instalează către partea superioară a Tortonianului.

*Transgresiune și sedimentație.* Faptul că depozitele tortoniene iau contact succesiv cu formațiile cele mai vechi ale fundamentului demonstrează existența unei transgresiuni importante a mării tortoniene.

Pe marginea estică a Munților Apuseni, în sectorul din dreptul orașelor Alba Iulia—Aiud, apele tortoniene au invadat M-ții Apuseni, acoperind depozitele cretacice și paleogene. În dreptul localităților Țelna—Ampoița, marea tortoniană a desenat un intrând sub forma unui golf, care ne-ar putea indica direcția de invazie a apelor tortoniene către interiorul M-ților Metaliferi până în bazinul Zlatna și Roșia.

Între Aiud și Turda marea tortoniană a luat contact cu formațiunile cele mai vechi și anume cu masivul eruptiv triasic Trăscău — Buru — Copăceni, precum și cu calcarele jurasice.

Pe teritoriul comunelor Petrești—Tureni—Săndulești, limita de avansare a transgresiunii afectează masivul de calcare tithonice dela Buru—Tureni. Perforațiile făcute în calcare de către Lamellibranchiatele lithofage demonstrează existența litoralului în această regiune.

Pe teritoriul comunelor Petrești și Borzești marea tortoniană a invadat depresiunea dela extremitatea nordică a Munților Trăscăului umplând două bazine: unul mai dezvoltat, bazinul Petrești, celălalt mai redus, bazinul Borzești.

Materialul detritic abundent precum și faciesul recifal demonstrează apropierea litoralului mării tortoniene în lungul marginii muntoase dintre localitățile Lopadea, Buru și Tureni.

Pătura de apă subțire sub care se depuneau sedimentele tortoniene este dovedită de formarea trotoarului de alge calcareose.

Prezența lentilelor de gipsuri se poate explica prin concentrarea, sub un regim torid a pânzei de apă subțire și izolată, aflată în micile depresiuni ale reliefului de fund.

În afară de sedimentația litorală, a cărei caractere le-am examinat, urmează în părțile mai distanțate de litoral o sedimentație a rocilor detritice în care se amestecă și calcare cu *Lithothamnium*, suficiente pentru a demonstra existența unui regim neritic de mică adâncime.

Acest regim se întinde dela marginea estică a faciesului litoral, localizat aproximativ pe linia localităților Lopadea—Podeni—Pietroasa și până la cea de a doua cută a zonei diapire adiacente.

Zona neritică de mică adâncime corespundea prelungirii soclului continental, unde se putea instala temporar un regim lagunar.





Pentru a explica regimurile lagunare care intervin în plină transgresiune marină, imaginăm următorul aspect al mării tortoniene:

Marea suferind retrageri din cauza atracției apelor către plinul Cuvetei Transilvaniei în momentul subsidenței accentuate, rămânea un teritoriu mâlos în ale cărui neregularități se izolau ochiuri de apă. Prin evaporare luau naștere lentile de sare care apar astăzi așa de frecvente în tot sectorul ce corespunde prelungirii soclului continental.

În regiunile de centru ale Bazinului Transilvan, care nu cad sub observațiile directe, sedimentația atingea maximum de viteză. Grosimea sedimentelor este mult mai mare aci decât la periferia bazinului. Porțiunea centrală se caracterizează în adevăr printr'un volum mare de sedimente.

Cuveta Transilvaniei a jucat rolul unui bazin de subsidență, dovedit prin sedimentele cu caracter de Fliș.

Sedimentația liniștită, abundentă și continuă a făcut să se depună toate nivelele de tufuri dacitice, păstrându-și fiecare caracteristicile.

Deasemenea, în partea de subsidență maximă se observă o continuitate de sedimente, care merge până în Ponțian, ceea ce demonstrează durata ei în timp.

## 2. SARMAȚIAN

Despre existența Sarmațianului în regiune ne informează HAUER și STACHE (13), care l'au descris în D. Feleacului sub denumirea de Strate cu *Cerithium* (« Cerithienschichten »). HEREPEY (16) a menționat prezența Sarmațianului dela Lopadea (V. Lazului), distingând două orizonturi deosebite din punct de vedere petrografic și având o faună importantă.

L. ROTH v. TELEGD (67) s'a ocupat cu Sarmațianul din regiunea Bădeni—Ciugud—Unirea.

A. KOCH (29) a menționat rezultatele obținute de HEREPEY (16) și ROTH v. TELEGD și a făcut observații personale detaliate asupra Sarmațianului din D. Feleac.

PÁVAI-VÁJNA (61) a dat o listă bogată de fosile colectate la Lopadea pe P. Bârsa și « la Troașele ».

A. VANCEA (88) a adus noi contribuții, descriind Sarmațianul din vecinătatea localității Ormeniș.

În regiunea cercetată, Sarmațianul nu se desvoltă continuu ci este întrerupt de cursul Văilor Arieșul și Mureșul. Din această cauză putem distinge următoarele regiuni cu depozite sarmațiene:

a) Regiunea Bădeni—Lopadea—Ormeniș—Unirea, cuprinsă între V. Arieșului și V. Mureșului, prezintă depozite sarmațiene în dependență cu Tortonianul și cuprinde resturi de faune izolate.



b) Regiunea Feleac, situată între V. Arieşului şi V. Someşului, prezintă un facies deosebit nisipos cu trovanţi şi are înfăţişarea unui mare petec de transgresiune.

Sarmaţianul dela Feleac este suportat de Tortonian, iar la W ia contact, în bună parte, cu Eocenul.

c) Regiunea la E de V. Arieşului (între Câmpia Turzii şi Hădăreni) cuprinde porţiunea vestică a Sarmaţianului din interiorul Bazinului Transilvaniei. Aci se distinge contactul cu Tortonianul chiar pe versantul stâng al Arieşului.

d) Regiunea la S de V. Mureşului se caracterizează prin depozite sarmaţiene ce apar în dependenţă cu Tortonianul şi sunt acoperite de Pontian.

Depozitele sarmaţiene din regiune sunt reprezentate prin următoarele tipuri de roce:

Gresii cu hieroglife, micacee, cu cimentul calcaros, de culoare cenuşie-negricioasă în spărtură. Ele sunt rezistente şi apar în relief faţă de masa argilelor şi marnelor în care se află intercalate.

Gresii curbicorticale, micacee, cenuşii, se desfac în plăci subţiri şi se răspândesc pe suprafaţa aflorimentelor.

Gresii feruginoase, micacee cu cimentul calcaros şi care prind o patină ruginie.

Gresii nisipoase de culoare cenuşie sau feruginoasă, uşor friabile.

Gresii conglomeratice, ce se desagrează uşor şi dau naştere pietrişurilor.

Concreţiuni gresoase cu material de pietrişuri, sunt sferice, elipsoidale neregulate sau contopite câte 2—3 între ele. Ele apar în cariere şi sunt antrenate de torenţi. Localnicii le întrebuiţează ca ornamente, prinzându-le în zidării.

Marnele cenuşii-albastrii când sunt proaspete sau cenuşii-albicioase prin expunere, sunt compacte, au spărtură concoidală, iar prin alteraţie se desfac în foi.

Marnele şistuoase sunt fin micacee şi de culoare cenuşie sau gălbuie.

Argile gălbui sau feruginoase, ce adeseori devin nisipoase prin prezenţa foiţelor de muscovită.

Nisipuri argiloase gălbui, ruginii, cuprind de obicei concreţiunile gresoase, denumite « trovanţi »

Calcarele dolomitice, compacte, cafenii, feruginoase prin expunere, în plăci de 2—4 cm grosime; suprafeţele superioare sunt noduloase şi mai intense colorate.

Tufurile dacitice, având caracterele cunoscute, se întâlnesc în întregul complex sarmaţian. La partea inferioară este cunoscut Tuful de Ghiriş, uşor de urmărit pe teren.





La partea superioară este cunoscut Tuful de Bazna, ce se poate urmări în carotele sondelor; pe teren deosebirea este dificilă.

Intermediar acestor tufuri dacitice, se dezvoltă tufuri cu aparițiuni locale ca de pildă Tuful de Urca (87), Tuful de Gorgan (A. VANCEA) și Tuful de Fărău (M. ILIE).

Gipsul secundar cristalin apare pe fețele de stratificație ale marnelor. Se prezintă în forme asemănătoare cu ramurile de brad; deaceia l-am numit « gips abiesiform ».

În monotonia depozitelor sarmațiene se constată o predominare a gresiilor cu hieroglife și a gresiilor curbicorticeale, localizate în partea inferioară.

Sedimentele din baza Tufului de Ghiriș prezintă mari afinități petrografice cu cele dela partea lui superioară. Tuful de Ghiriș este un reper arbitrar dar util pentru urmărirea structurilor geologice.

Lipsa unor faune a determinat pe autori să considere Tuful de Ghiriș ca limita între Tortonian și Sarmațian.

Către partea superioară a Sarmațianului complexul marno-gresos cu hieroglife este înlocuit prin marne, argile gălbui și nisipuri puternice.

**Fauna.** Vârsta depozitelor sarmațiene a fost identificată de HAUER și STACHE (13) care au citat în D. Feleacului genul *Cerithium* ceea ce a determinat pe autori să atribue acest complex detritic Stratelor cu *Cerithium*.

În restul regiunii cercetate, faunele lipsesc; penuria în fosile din acest sector este bine cunoscută.

Resturile organice sunt limitate la partea de SW a regiunii și anume la localitățile Lopadea și Ormeniș.

La Lopadea, PÁVAI-VÁJNA (61) a colectat următoarele fosile sarmațiene, remaniate în pietrișurile pontiene din P. Bârsei:

*Ervilia podolica* EICHW.

*Ervilia* cf. *trigonula* SOKOL.

*Macra podolica* EICHW.

*Tapes gregaria* PARTSCH

*Cardium obsoletum* EICHW.

*Cerithium pictum* BAST.

*Cerithium rubiginosum* EICHW.

*Trochus* cf. *podolicus* DUB.

*Ervilia podolica* var. *dissita* EICHW.

*Ervilia* cf. *pusilla* PHIL.

*Modiola volhynica* EICHW.

*Modiola marginata* EICHW.

*Cerithium* cf. *disjunctum* SOW.



*Trochus pictus* EICHW.

*Trochus papilla* EICHW.

În asociație cu fauna sarmațiană s'au identificat și următoarele forme tortoniene:

*Heliastrea reussana* EICHW.

*Astrea* sp.

*Pectunculus pilosus* PARTSCH

*Anomia ephippium* L. v. ind.

*Ostrea fimbriata* GRAT.

*Ostrea* sp.

*Buccinum baccatum* BAST.

*Murex (Ocembra) sublavatus* BAST. var. *grundensis* HAIN.

*Turritella archimedis* BRONG.

*Pecten* sp.

*Lithodomus* sp.

PÁVAI-VÁJNA a considerat această faună ca reprezentând zona de tranziție între Sarmațian și Tortonian.

După noi, amestecul de forme tortoniene și sarmațiene dela Lopadea nu este un amestec inițial, existent în momentul sedimentației, ci este datorită unei remanieri în baza Ponțianului.

Nu poate fi vorba de o faună de tranziție deoarece situația geologică arată că Tortonianul este acoperit discordant de pietrișurile Ponțianului, ce a remaniat atât formele tortoniene cât și pe cele sarmațiene.

Mirăslău este a doua localitate unde se află Sarmațianul fosilifer. Aci, A. VANCEA (88) a citat la cota 415 nisipurile cu:

*Cardium* sp.

*Hydrobia* sp.

*Congeria* sp.

*Trochus* sp.

*Mohrensternia* EICHW.

*Tornatina (Bulla)* sp.

În fine, cea de a treia localitate cu faună sarmațiană este Ormenișul, unde același autor citează în apropierea autostrăzii Aiud—Turda, formele următoare:

*Ervilia podolica* EICHW.

*Cardium obsoletum* EICHW.

*Modiola* sp.

*Trochus* sp.

*Serpula* sp.

În Dealul Mearcheș, la ESE de Ormeniș, a menționat formele:

*Cerithium rubiginosum*





*Cerithium disjunctum*

*Buccinum* sp.

*Trochus* sp.

Din cercetarea Sarmațianului se constată că resturile organice se găsesc în partea de SW a regiunii, adică în sectorul cel mai apropiat de litoral.

În restul regiunii și anume către interior, Sarmațianul fosilifer nu mai apare, din cauza sedimentației abundente, care nu favoriza dezvoltarea vieții.

Prezența faunelor în acest Sarmațian ar fi putut servi la o orizontare clasică cunoscându-se grosimea mare a depozitelor și continuitatea de sedimentație.

Din datele stratigrafice, știm că Sarmațianul dinspre centrul Bazinului este complet dezvoltat și prezintă o continuitate de sedimentație atât la bază, față de Tortonian, cât și la partea superioară, față de Pontian.

Din datele paleontologice reiese, după constatarea lui LÖRENTHEY (38), că, în regiunea Aiud, unde Sarmațianul este apropiat de Tortonianul litoral, se găsește dezvoltat Sarmațianul inferior.

Prezența speciilor *Ervilia trigonula* SOKOL și *Bittium reticulatum* DA COSTA-var. *konkensis* SOKOL, a determinat pe LÖRENTHEY să precizeze existența Buglo, vianului.

În restul regiunii, uniformitatea depozitelor în jurul Tufului de Ghiriș și absența unor conglomerate sau pietrișuri bazale arată că Sarmațianul este reprezentat în tot ansamblul său.

Cele de mai sus sunt interesante pentru a trage concluzia cu privire la modul de sedimentație în tot timpul Sarmațianului.

**Subsidența și sedimentația.** În timpul Sarmațianului se constată o acumulare de sedimente, cu un volum impresionant, reprezentat printr-o succesiune monotonă, ce prezintă bazal caracterul flișoid, pus în evidență de gresiile cu hieroglife și gresiile curbicorticeale.

Sedimentele neogene dovedesc că nu avem de a face cu un bazin efemer ci cu un bazin de durată, instalat într-o regiune sensibilă cuprinsă între ramificațiuni carpatice.

Cuveta Transilvaniei a manifestat un echilibru instabil într-o perioadă lungă de timp (Eocen—Pliocen), jucând rolul unui bazin de subsidență.

Uniformitatea și grosimea sedimentelor nu poate fi explicată decât printr-o scufundare gradată și paralelă sedimentației; profunzimea constantă a apelor nu poate fi obținută decât într-o regiune unde fenomenul de subsidență s'a putut instala.

Bazinul de sedimentație al Transilvaniei dovedește prezența unui regim subsidențial, analog celui din fosele geosinclinale.



În timpul Eocenului, marea a inundat Bazinul Transilvaniei prezentând un facies epicontinental. Paralel faciesului epicontinental s'a dezvoltat faciesul de Fliș în regiunile ce funcționaseră ca fose și în timpul Cretacicului. Istoria transgresiunii lente a Eocenului se poate urmări la periferia bazinului și anume în sectorul lui de NW.

O a doua importantă transgresiune se datorește apelor tortoniene, ce formează un exemplu de variații ale nivelului marin, provocate de oscilațiile pe verticală.

Odată cu Tortonianul se instalează un nou regim marin, care a devenit salmastru în timpul Sarmațianului, și în fine lacustru în timpul Pliocenului.

Din analiza depozitelor tortoniene se constată că, condițiile bathimetrice dinspre centrul bazinului nu au fost sensibil diferite față de cele marginale.

În prezent, cunoaștem Tortonianul de pe marginile Bazinului Transilvaniei și din zona adiacentă. Modul de prezentare în interiorul bazinului nu-l cunoaștem deoarece sondele pentru exploatarea gazelor nu au atins Tortonianul din centrul bazinului.

După noi, faciesul din centrul bazinului nu diferă de cel cunoscut prin descoperirile la zi; regiunile, care astăzi apar în profunzime, inițial au avut o sedimentație sub o pătură de apă puțin adâncă.

Ulterior, coborârile sacadate, fără paroxisme, pe măsura acumulării de sedimente, au determinat depozitele formate sub un nivel jos al apelor marine să ajungă în profunzimea bazinului cu înfățișarea lui actuală.

Fenomenul de subsidență din Bazinul Transilvaniei care a avut loc în timpul Tortonianului, lămurește grosimea și uniformitatea sedimentelor și totodată poate arunca lumini noi asupra regimului lagunar instalat temporar în Tortonian.

Perioada de umplere a bazinului a durat mult în timp și a avut un mers progresiv și lent. În acest timp, sedimentația se producea sub nivele de apă tot mai reduse.

Scufundarea se făcea cu viteze inegale dela o regiune la alta, provocând deformări diferite. Aceste deformări au cauzat învălurarea fundului creind o serie de depresiuni dintre care unele au funcționat ca lagune.

Regimul lagunar s'a bucurat de o durată apreciabilă și anume dela începutul unei colmatări până la apropiatul fenomen de scufundare.

Pentru a explica formarea sării într'o fază de transgresiune forte, am adus această ipoteză a regimului subsidențial din Bazinul Transilvaniei. Jocul lagunelor este cauzat deci de fenomenul discontinuu al subsidenței.

În legătură cu fenomenul de subsidență din Cuveta Transilvaniei în timpul Tortonianului, vom discuta faciesul Stratelor de Câmpie, în sensul acordat de A. KOCH.





Câmpia ardeleană a fost considerată ca fiind ocupată de Mediteraneanul II, reprezentat printr'un facies de adâncime, denumit Strate de Câmpie și corespunzător faciesului litoral fosilifer (Tortonian).

Faciesul de adâncime al Stratelor de Câmpie indică condiții bathimetrice diferite, față de faciesul marginal.

Cercetând depozitele ce-l caracterizează, constatăm existența gipsurilor și masivelor de sare, care demonstrează prezența unui facies lagunar și exclude prezența unui facies de mare adâncă. Am putea admite existența unui facies central diferit de faciesul marginal fosilifer, însă și în acest caz trebuie să observăm următoarele:

Faciesul marginal cuprinde și el lentile de gipsuri și tufuri dacitice ca și faciesul central. Deasemenea, acest facies prezintă treceri repezi la depozite detritice identice cu cele considerate drept caracteristice Stratelor de Câmpie.

Din observațiile de teren rezultă că nu există o diferență sensibilă de profunzime între marginea și centrul Bazinului Transilvaniei. Stratele de Câmpie se găsesc înspre mijlocul bazinului, însă această poziție nu implică o profunzime inițială, deoarece centrul bazinului nu corespundea regiunii de profunzime maximă.

Noi am constatat prezența resturilor de *Lithothamnium*, la o distanță apreciabilă de țărmul mării tortoniene, în faciesul considerat de A. KOCH ca facies de adâncime.

Marnele cu Pleurotome, considerate drept caracteristice faciesului neritic de adâncime al Tortonianului, nu au fost identificate în Bazinul Transilvaniei. Identificarea lor în domeniul Stratelor de Câmpie ar putea constitui o dovadă în sprijinul existenței unui facies de mare adâncă în sensul acordat de A. KOCH; însă ea nu s'a produs până acum.

Trebuie să remarcăm deasemenea că denumirea acordată de A. VANCEA faciesului detritic din interiorul bazinului de «Facies des Beckenninneren» este acceptabilă întrucât evită ideia de adâncime.

În timpul Tortonianului Bazinul Transilvaniei s'a scufundat lent permițând o sedimentație insensibil diferențiată dela margine spre centru, sedimentație formată sub o pătură slabă de ape, care a permis pe alocuri instalarea regimului lagunar.

Vom trece acum la examinarea condițiilor de sedimentare în timpul Sarmațianului. Depozitele sarmațiene se caracterizează printr'un volum stratigrafic impozant, cu legături de continuitate la bază și la partea superioară.

Ele s'au depus în același regim subsidențial ca și depozitele tortoniene. La partea inferioară a Sarmațianului, se constată o continuitate de sedimentație dela Tortonian la Sarmațian.

Datele paleontologice lipsind, s'a considerat ca limită-reper între Tortonian și Sarmațian Tuful dacitic de Ghiriș.

Lipsa conglomeratelor de bază și a unei discordanțe unghiulare conduc la aceeași concluzie: continuitatea de sedimentare.

Scufundarea lentă a Bazinului Transilvaniei a durat și în timpul Sarmațianului. Acumularea de sedimente sarmațiene demonstrează menținerea subsidenței. Depozitele sarmațiene sunt de natură detritică, slab fosilifere și nu prezintă în masa lor o diferențiere sensibilă.

La partea inferioară, predomină o alternanță de marne și gresii, iar la partea superioară intervin, în proporții mari, nisipurile.

Faciesul flișoid, caracterizat prin gresii cu hieroglifice și gresii curbicorticeale, identice cu cele tortoniene și care prezintă afinități cu gresiile din Paleogenul Flișului carpatic, se menține și în partea inferioară a Sarmațianului.

La partea lui superioară, faciesul flișoid dispare fiind înlocuit cu o alternanță de argile și nisipuri.

Sedimente sarmațiene de mare adâncime nu se cunosc nici în interiorul bazinului; deschiderile la zi ca și rezultatele forajelor o demonstrează suficient. Sedimentația în centrul bazinului s'a făcut în aceleași condiții ca și în părțile lui periferice.

Urmărind dezvoltarea Sarmațianului din Bazinul Transilvaniei se constată o distribuție inegală în diferite sectoare. Depozitele sarmațiene au avansat în sectorul Cluj—Feleac, luând contact cu Eocenul și depășind limita Tortonianului. Deasemenea, în regiunea Alba Iulia, pietrișurile sarmațiene s'au apropiat foarte mult de Flișul cretacic al Munților Metaliferi.

Repartiția inegală a Sarmațianului arată că fenomenul de subsidență a variat în spațiu. Linia depresivă a bazinului nu este o simplă linie curbă cu un singur maximum. Fundul marin a prezentat deformări în anumite sectoare privilegiate.

Nivelele cărbunoase, care intervin în succesiunea depozitelor sarmațiene, aduc noi contribuții la cunoașterea fenomenului de subsidență.

Lenta și progresiva perioadă de umplere a bazinului înregistrează jocuri favorabile depunerii cărbunilor.

Intercalațiile de lignit indică viiturile puternice de ape continentale care, pătrunzând în Bazinul Transilvaniei, reușeau să-i micșoreze salinitatea.

Prezența nivelelor de cărbuni arată variațiile din timpul sedimentației; materialul detritic transportat în bazin devine mai grosolan și întrerupe monotonia depunerii marnelor și argilelor.

Alternanța de marne și gresii vine în sprijinul unei discontinuități a fenomenului de subsidență. Cum intervalele alternanțelor devin tot mai mari către partea superioară, se observă o oboseală în mersul sedimentației.





În Pliocen, curba variației sedimentelor capătă o alură mai domoală față de aceea a Sarmațianului.

În interiorul bazinului, între Sarmațian și Pliocen nu se observă nicio lacună de sedimentație. Sedimentele se prezintă în continuitate. Asemănările petrografice și lipsa faunelor fac să nu putem trasa cu precizie limita dintre Sarmațian și Pliocen. Tuful de Bazna este considerat ca orizont-reper, însă greutatea de a-l observa pe teren face să nu-i putem atribui o valoare egală cu a Tufului de Ghiriș sau a Tufului de Dej, ușor de identificat.

Pachetele groase de marne și nisipuri pliocene sunt datorite sacadelor distanțate în timp ale subsidenței.

Și în timpul Pliocenului constatăm variații ale nivelului apelor. Pe marginea Munților Apuseni intervin pietrișuri, bolovani și nisipuri cu structură torențială și cu caracter haotic. Pliocenul ia contact direct cu Tortonianul la Plăieși, Podeni, Pietroasa, iar la Cetea este suportat de fundamentul mesozoic.

Poziția discordantă a Pliocenului vine în sprijinul ideii că fenomenul de subsidență variază în spațiu.

Centrul bazinului nu reprezenta nici în timpul Pliocenului partea cea mai profundă; sedimentele păstrau aceleași caractere ca și la periferie.

Regiunea de subsidență maximă nu coincidea în Pliocen cu centrul morfologic actual al bazinului. Zona de maximă subsidență a variat în timp; în Pliocen, era deplasată în partea sudică a bazinului. În timpuri mai vechi, ea se găsea ceva mai la N, a trecut apoi prin centrul morfologic al Cuvetei Transilvaniei ajungând în poziția sudică actuală.

Lipsa Dacianului în Bazinul Transilvaniei arată că sedimentația a încetat odată cu finele Pontianului.

Jocurile fundamentului au avut repercursiuni asupra părții estice a bazinului unde sunt cunoscute bazine daciene.

## F) PLIOCEN

### 1. PONTIAN

Grație prezenței resturilor organice numeroase, s'a putut identifica Pliocenul de primii cercetători. HAUER și STACHE (13) au descris depozitele pliocene sub denumirea de « Congerienschichten », citând colecția de fosile ale lui JOS. JANCȘO și K. HERPEY (16) din Aiud.

L. ROTH TELEGD (67—73), ocupându-se cu ridicările geologice pe foaia-Aiud 1: 75.000, a descris Pliocenul cuprins între localitățile Bădeni, Lopadea, Ormeniș, Cicău, Ciugud și Măhăceni.

EM. LÖRENTHEY (37) s'a ocupat cu Pliocenul dela Lopadea identificând o faună importantă.

A. KOCH (29), în monografia Neogenului din Transilvania, a utilizat datele lui HERPEY, TELEGD și LÖRENTHEY și a descris Pliocenul din regiunea Lopadea și Hopârta.

PÁVAI-VÁJNA (61) a descris fauna dela Lopadea dând o listă cu amestec de faune tortono-sarmato-pliocene.

A. VANCEA (87, 88) în cercetările făcute în partea de WSW a Bazinului Transilvaniei, a descris Pliocenul din următoarele regiuni, asupra cărora s'au extins și cercetările noastre: Geomal, Măjina, Cacova, Lopadea Veche, Cicău, Ormeniș și Bădeni.

E. JEKELIUS (23) a făcut considerații generale asupra Pliocenului din Bazinul Transilvaniei și a discutat fauna dela Lopadea.

S. GILLET ocupându-se cu studiul Limnocardiidelor dela noi, a încercat să dea un profil stratigrafic al Ponțianului dela Lopadea.

În regiunea cercetată, depozitele ponțiene au o dezvoltare redusă. Ele ocupă o zonă sinclinală cuprinsă între Tortonianul de pe marginea muntoasă și primul anticlinal al zonei diapire.

Suprafața ocupată de aceste depozite este încadrată la W de localitățile Bădeni, Pietroasa, Podeni, Lopadea, iar la E de localitățile Stejeriș, Măhăceni, Ciugud, Cicău și Ormeniș.

O a doua zonă ocupată de depozitele ponțiene se dezvoltă la Sudul regiunii noastre, pe malul stâng al Văii Mureșului. Aci ele s'au păstrat într-o regiune depresivă care separă zona diapiară dela Uioara de aceea dela Blaj—Ocnișoara.

Ponțianul se dezvoltă la S de o linie ce ar uni localitățile Ciunga—Silivaș—Hopârta—Heria—Găbud. Colțul de SE al regiunii, cuprins în cotul principal al Văii Mureșului, formează domeniul Ponțianului, din interiorul Cuvetei Transilvaniei.

Pliocenul este reprezentat printr'un complex de roce banale (fig. 11), ce alternează frecvent la partea inferioară; spre partea superioară alternanțele devin mai rare. Tipurile de roce pliocene întâlnite sunt :

Argile cenușii-negrice, stratificate;

Argile cenușii, cu nodule calcaroase;

Argile nisipoase, fin micacee;

Argile feruginoase, în întregime sau numai cu pete ruginii;

Marne cenușii-negrice, fosilifere;

Marne argiloase;

Marne nisipoase, cu fluturași de muscovită pe fețele de stratificație;

Nisipuri albe, micacee;

Nisipuri feruginoase;

Nisipuri întărite;

Nisipuri cu concrețiuni grezoase;





Gresii puternic feruginoase, în plăci subțiri;

Concrețiuni gresoase feruginoase și de formă sferică-ovală turtită cu desfaceri concentrice;

Pietrișuri, formate în cea mai mare parte din cuarțite rulate, calcare mesozoice și conglomerate calcaroase, intervin la contactul cu bordura muntoasă.

Conglomerate mărunte, ușor desagregabile.

Din analiza materialului petrografic se constată următoarele: depozitele de pe marginea muntoasă prezintă un caracter torențial. Cariera dela NW Lopadea arată caracterul haotic torențial. Nisipurile și pietrișurile cuprind elemente de cuarțite și diabaze, blocuri de gresii și marne tortoniene (40 cm), blocuri de calcare cu *Lithothamnium* și leșpezi de gresii neocomiene, micacee și diaclazate.

Pliocenul, la contactul cu Tortonianul, manifestă un caracter detritic grosolan (pietrișuri), cu faune pontiene și faune remaniate din Sarmațian și Tortonian.

La Lopadea se observă tranziția dela pietrișuri, în parte cimentate, la nisipuri și apoi la alternanțe de nisipuri și marne.

În afară de aceste depozite lacustre de coastă, cu structură torențială și blocuri sau leșpezi mari smulse din țărm, se dezvoltă la S de V. Mureșului faciesul normal al Ponțianului, care predomină în cuprinsul Bazinului Transilvaniei.

Acest facies se caracterizează prin alternanțe de marne, argile și nisipuri cu frecvențe rărite spre partea superioară.

Partea inferioară a Ponțianului apare clar în zona de bordură, prin intervenția unei discordanțe nete; Ponțianul ia contact direct cu Tortonianul depășind limita vestică a Sarmațianului. În interiorul bazinului însă, continuitatea de sedimentare este evidentă, nicăieri nu apare o discordanță între Sarmațian și Ponțian și nu se cunoaște intervenția unor conglomerate de bază pontiene.

Limita Sarmațian—Ponțian este considerată la nivelul tufului dacitic de Bazna, evidențiat în lucrările de foraje, însă greu de identificat pe teren.

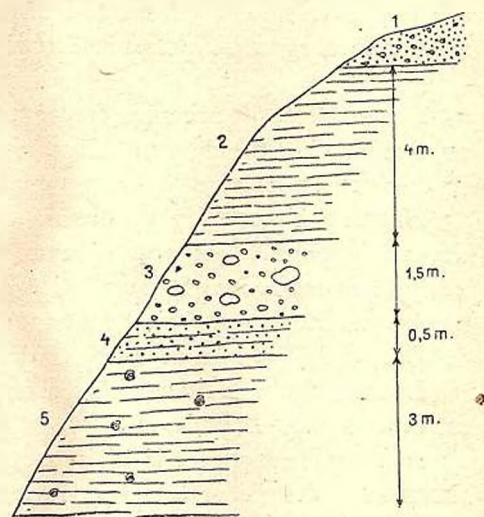


Fig. 11. — Secțiune în Ponțianul dela Gârbovița.  
1, nisipuri; 2, marne; 3, pietrișuri; 4, argile; 5, marne  
cenozii fosilifere.

Depozitele Sarmațianului superior prezintă afinități mari cu depozitele pliocene. Se repetă deci cazul sedimentelor din jurul Tufului de Ghiriș.

Ponțianul se deosebește de Miocen prin lipsa tufurilor dacitice ce constituie repere importante în stratigrafia Miocenului prin lipsa marnelor gipsifere și a calcarelor dolomitice. În schimb, în Ponțian se dezvoltă tufurile andesitice și gresiile puternic feruginoase, în plachete subțiri.

*Fauna.* Resturile organice, frecvente în regiunea Lopadea—Cicău—Ormeniș, au format obiectul de studiu a numeroși cercetători ce au adus argumente importante cu privire la dezvoltarea Ponțianului.

HAUER și STACHE (13) au descris sub denumirea de « Congerienschichten » depozitele ponțiene din împrejurimile orașului Aiud, unde au colectat specia *Melanopsis martiniana* caracteristică « stratelor cu *Congeria* ».

Acești autori au mai citat genurile: *Planorbis*, *Congeria* și *Cardium* împreună cu Ostracode, resturi de Pești și de *Taxodium europeum* UNG.

LÖRENTHEY și HERPEY s'au ocupat cu determinările faunei din vecinătatea localității Lopadea.

În marnele argiloase și nisipoase dintre V. Cicăului și V. Lopadei, LÖRENTHEY a descris următoarele forme:

*Congeria subglobosa* PARTSCH

*Congeria partschi* CZJZ.

*Congeria* n. sp. LÖRENTH.

*Melanopsis martiniana* FÉR.

*Melanopsis impressa* KRAUSS.

*Melanopsis vindobonensis* FUCHS (formă predominantă).

Din marnele argiloase micacee, nisipoase, din aceeași regiune acest autor a determinat formele următoare:

*Congeria banatica* HÖRN.

*Limnocardium* cf. *lenzi* HÖRN.

*Limnocardium obsoletum* var. *protractum* EICHW.

*Limnocardium praeponticum* KRAMB.

*Limnocardium plicataeformis* KRAMB.

*Limnocardium* cf. *cekersi* KRAMB.

*Limnocardium* sp.

*Pisidium* sp.

*Valenciennius reussi* NEUM.

*Orygoceras levis*? KRAMB.

*Planorbis ponticus* LÖRENTH.

*Micromelania lopadensis* LÖRENTH.





Lui HEREPEY îi datorăm descrierea fosilelor pontiene din D. Huma de pe teritoriul localității Hopârta:

*Limnocardium lenzi* HÖRN.

*Congeria banatica* HÖRN.

*Phragmites oeningensis* HEER

colectate împreună cu oase și solzi de Pești. L. ROTH TELEGD a citat în V. Obârșiei (Cicău) speciile:

*Congeria partschi* CZJŽ.

*Congeria triangularis* PARTSCH

*Melanopsis vindobonensis* FUCHS

*Cardium* sp.

Prezența speciilor *Congeria partschi* și *Congeria triangularis* l-a determinat pe acest autor să afirme prezența Meoțianului.

A. KOCH (29) a descris Ponțianul dela Cicău, Lopadea, Hopârta, arătând contribuțiunile autorilor L. ROTH TELEGD, K. HEREPEY și EM. LÖRENTHEY și deosebind următoarele orizonturi pontiene:

a) Orizontul inferior cu:

*Limnocardium* cf. *lenzi* HÖRN. (Lopadea, Hopârta)

*Limnocardium obsoletum* var. *protractum* EICHW. (Lopadea, Hopârta)

*Limnocardium praeponticum* KRAMB-GORJ. (Lopadea, Hopârta)

*Limnocardium cekusi* (Lopadea, Hopârta)

*Limnocardium* sp. *ind.* (Lopadea, Hopârta)

*Congeria banatica* HÖRN. (Lopadea, Hopârta)

*Valenciennius reusii* NEUM. (Lopadea, Hopârta)

*Pisidium* sp. (Lopadea, Hopârta)

*Orygoceras levis* (?) KRAMB. (Lopadea, Hopârta)

*Planorbis ponticum* LÖR. (Lopadea, Hopârta)

*Micromelania lopadensis* LÖR. (Lopadea, Hopârta)

*Phragmites* (cf. *oeningensis* HEER) (Lopadea, Hopârta)

*Taxodium europaeum* (?) (Lopadea, Hopârta)

Resturi de Plante. nedeterminate (Lopadea), oase și solzi de Pești (Hopârta).

Orizontul inferior al Ponțianului, în sensul lui KOCH, se confirmă în zona bordieră cât și în zona sudică.

Acest orizont fusese deja determinat și în alte regiuni dependente de bazinul panonic, de către EM. LÖRENTHEY (36), J. MATYASOVSKY (40) și R. HOERNES (18).

b) Orizontul mediu — după KOCH — determinat în regiunea Jibăului de către K. HOFMANN și J. MATYASOVSKY nu a putut fi identificat pe bază de faune în regiunea noastră.



c) Orizontul superior, cunoscut sub numele de Orizontul cu *Lyrcea*, este determinat — după KOCH — prin fauna următoare:

- Melanopsis martiniana* FÉR. Lopadea
- Melanopsis impressa* KRAUSS Lopadea, Cicău
- Melanopsis vindobonensis* FUCHS Lopadea
- Congeria subglobosa* PARTSCH Lopadea
- Congeria partschi* ČŽŽ Lopadea Cicău.
- Congeria n. f.* LÖR. Lopadea
- Congeria* aff. *triangularis* și *croatica*, Cicău

Din cele de mai sus, observăm că A. KOCH a precizat pentru regiunea noastră un orizont inferior cu *Limnocardium* și un orizont superior cu *Melanopsis*.

Deasemenea, este cazul să observăm că specia *Congeria triangularis* dela Cicău, care determinase pe L. ROTH v. TELEGD să afirme prezența Meotianului, a fost revizuită de A. KOCH, situând-o în orizontul superior al Pontianului.

După această primă perioadă a cercetărilor, care se încheie cu observațiile lui KOCH, încep noi cercetări datorite lui PÁVAI-VÁJNA (61) care aduce noi contribuțiuni paleontologice în studiul Pontianului dela Lopadea, devenită o localitate clasică.

Din lista faunei dela Lopadea se observă, în afara formelor tortoniene și sarmațiene remaniate, următoarele forme pontiene: *Hydrobia* sp. și *Limnocardium andrussovi* LÖRENT. În fine, la partea superioară a Pârâului Bârsa (Lopadea), unde s'au colectat cele mai numeroase forme, apar frecvent următoarele specii pontiene:

- Congeria partschii* ČŽŽEK
- Congeria ornithopsis* BRUS.
- Congeria subglobosa* PARTSCH
- Congeria* cf. *batuti* BRUS.
- Melanopsis (Lyrcaea) impressa* v. *bonéi* SISM.
- Melanopsis (Lyrcaea)* cf. *carinatissima* SACC.
- Melanopsis (Lyrcaea) martiniana* FÉR.
- Melanopsis* cf. *fuchsi* BRUS.

PÁVAI-VÁJNA a considerat amestecul de forme sarmațiene și pontiene dela Lopadea ca aparținând unei zone de tranziție dela Tortonian la Pontian, fără ca această afirmație să poată fi susținută printr'o continuitate de sedimentare.

Încercând să orizonteze Pontianul dela Lopadea, acest autor a precizat existența următoarelor orizonturi în succesiune normală:

1. Orizontul superior cu *Congeria banatica*.
2. Orizontul mediu cu *Melanopsis martiniana* și *Melanopsis vindobonensis*.
3. Orizontul inferior cu *Planorbis*,



E. JEKELIUS (2)3, urmărind paralelizarea depozitelor pontiene din România, constată că Bazinul Transilvaniei cuprinde depozite sincrone stratelor inferioare cu *Congeria*. La partea superioară se dezvoltă argilele și marnele cu Cardiacee, cu cochilia subțire (*Limnocardium lenzii*, *Limnocardium syrmienne*, *Congeria banatica* HÖRN. și *Valenciennius*, iar la partea superioară fauna cu cochiliile groase:

*Melanopsis fossilis* (= *martiniana*)

*Melanopsis vindobonensis*

*Melanopsis bouéi*

*Congeria partschi*

*Congeria ornithopsis*

*Congeria subglobosa*.

Totodată, autorul observă că această superpoziție nu este obligatorie, ea fiind determinată de natura sedimentelor. *Melanopsidele* se dezvoltă în sedimentele detritice grosiere, iar *Limnocardiiile* în sedimentele pelitice.

A. VANCEA (88) a adus noi contribuțiuni la cunoașterea faunei din regiunea noastră.

La Cicău, la W de cota 291, pe V. Mirislăului, a descris o faună de amestec, din care cităm numai formele pontiene:

*Melanopsis impressa* KRAUSS

*Melanopsis pygmaea* PARTSCH

*Congeria partschi* Cžjž.

*Congeria ornithopsis* GMEL.

*Micromelania* sp.

*Congeria* sp. (forme mici).

În nisipurile micacee dela E de Ormeniș a identificat următoarele fosile:

*Melanopsis fossilis* (= *martiniana*) GMEL.

*Congeria* sp. (cochilia groasă)

*Congeria partschi* Cžjž.

*Cardium* (fragmente).

În fine, la W de Măhăceni, a citat forme mari și mici de *Congeria* și *Melanopsis fossilis* (= *martiniana*) GMEL., asociată cu forme sarmatiene.

Concluziile la care ajunge acest autor cu privire la Pontian sunt aceleași cu cele exprimate de E. JEKELIUS privind întregul Bazin al Transilvaniei.

Fauna pontiană dela Lopadea a fost reluată de S. GILLET cu ocazia studiului *Limnocardiidelor* din România, precizând existența următoarelor specii: *Limnocardium atiophorum*, citat de LÖRENTHEY în stratele cu *Congeria banatica* HOERNES, *Limnocardium spinosum* LÖR. colectat de LÖRENTHEY și



*Limnocardium plicataeformis* KRAMB. o formă apropiată de *Paradacna abichi* și găsită în stratele cu *Congeria banatica*.

S. GILLET a reconstituit următorul profil al Ponțianului dela Lopadea, considerând fauna miocenă ca remaniată:

1. Nisipuri și conglomerate cu stratificație torențială (faună volhiniană amestecată cu *Melanopsis impressa*);
2. Nisipuri, galeți, conglomerate cu *Congeria* din Bazinul Vienei (specii sarmațiene și tortoniene remaniate);
3. Argile cu *Planorbis*, *Hydrobia* și *Congeria* sp.?
4. Argile nisipoase cu *Melanopsis* din Bazinul Vienei;
5. Marne nisipoase cu *Congeria banatica*, *Paradacna lenzi*, *Limnocardium undatum* REUSS, *Limnocardium othiophorum* BRUS;
6. Nisipuri nefosilifere.

Concluziile interesante ale autoarei sunt rezumate în următoarele rânduri: « Succesiunea orizontală a nisipurilor și a marnelor din Bazinul Transilvan, corespund la scoborîri succesive ale bazinului de subsidență, urmată de emerșiuni parțiale. Nisipurile conțin fauna bazinului Vienei: forme mari de *Melanopside*, de *Congerii*, dar fără *Limnocardium*. Marnele nu conțin *Melanopside* ci numai o faună monotonă de *Paradacna*: *Paradacna lenzi*, *Paradacna syrmienne*, *Paradacna abichiformis* ce nu sunt caracteristice etajului cu *Congeria banatica* ».

*Problema existenței Meoțianului.* Din cele expuse în acest capitol reiese că în centrul Bazinului Transilvaniei există o continuitate de sedimentație dela Sarmațian la Ponțian, ceea ce face să se pună problema existenței Meoțianului identificat în Neogenul extracarpatic. Invazia locală a Ponțianului pe marginea de E a Munților Apuseni poate veni în sprijinul unui Ponțian transgresiv, după o fază de retragere a apelor în timpul Meoțianului.

După noi, continuitatea sedimentației din centrul Bazinului Transilvaniei ce nu exclude variații în preajma litoralului demonstrează existența unor sedimente sincrone Meoțianului, fără ca acesta să fie reprezentat prin forme caracteristice depozitelor extracarpatice.

## II. TECTONICA

### A) RAPORTURILE TECTONICE ALE ȘISTURILOR CRISTALINE

În regiunea noastră Șisturile cristaline formează axul Munților Trăscău și prezintă relațiuni dintre cele mai interesante față de formațiile mai tinere și față de ele înșile.





În regiunea Buru—Petrești—Măgura se constată raporturi anormale între Șisturile cristaline și depozitele cretacice. În partea de E Șisturile cristaline încalcă depozitele neocomiene, iar în partea de W se suprapune Cretacicului superior. Aceste superpoziții anormale ne-ar putea conduce la existența unei mari unități tectonice formate din Șisturi cristaline ce ar avea ca Autohton depozitele cretacice inferioare și superioare.

Ținând seamă că la W de Culmea Vârfuiata Șisturile cristaline încalcă Cretacicul superior, s'ar ajunge în mod deductiv la o pânză de supracutare de vârstă post-senoniană.

Urmărind însă terminația sudică a masivului cristalin, asistăm la o detașare în solzi și la o scufundare în trepte sub depozitele cretacice, fenomene ce au ca rezultat dispariția totală a Șisturilor cristaline sub cuvertura cretacică.

Raporturile cu Sedimentarul dela extremitatea sudică a masivului cristalin pledează, deci, pentru existența unui masiv înrădăcinat. În cazul unei pânze de șariaj ar fi trebuit să constatăm o ridicare axială a cutelor de Șisturi cristaline, astfel ca să ne apară în superpoziție anormală față de sedimentele cretacice.

Din cele expuse mai sus reiese că Șisturile cristaline nu formează o unitate tectonică de ordinul unei pânze de șariaj, așa cum am fi înclinați să credem dacă am considera numai caracterele anormale dela marginea masivului cristalin, ci ele alcătuiesc un masiv înrădăcinat.

În afară de raporturile tectonice dintre flancurile masivului cristalin și Cretacicul din apropierea imediată, sunt interesante raporturile dintre cele trei zone de Șisturi cristaline cu metamorfism diferit.

În regiunea Rimetea—Buru—Vidolm se observă contactul dintre zona Vidolm—Lunca, bine dezvoltat pe V. Arieșului și V. Iara și zona Trăscău, contact ce se poate urmări dela E Baia Albă până la V. Feredeului. Acest contact arată suprapunerea zonei Vidolm—Lunca constituită din roce mai puternic metamorfozate, peste zona Trăscău, mai slab afectată de metamorfismul regional.

În mod obișnuit, asemenea raporturi anormale între complexul de Șisturi cristaline cu metamorfism diferit în intensitate sunt considerate drept mărturia unor importante fenomene de șariaj.

Să cercetăm acum situația Șisturilor cristaline din capătul nordic al Munților Trăscău.

Zona Vidolm—Lunca s'ar putea detașa—la prima vedere—ca o unitate tectonică superioară, suportată de un Autohton cristalin reprezentat prin zona Trăscău la E și zona Vârfuiata la W.

Pe teren, separația unității tectonice superioare întâmpină dificultăți din cauza absenței unor sedimente dispuse în lungul contactelor anormale dintre



zonele amintite. Urmărind terenul în detaliu, constatăm că trasarea unei linii de separare între Cristalinul unei eventuale pânze și Cristalinul Autohtonului devine imposibilă, deoarece ne găsim în prezența unor tranziții între diferitele zone cu metamorfism diferit.

Rezultă deci, că raporturile dintre complexele de Șisturi cristaline ce ar apare la prima analiză cu o tectonică de ordin superior nu pot servi ca bază unei interpretări în pânză.

Raporturile tectonice dintre Șisturile cristaline și depozitele cretacice (fig. 12), ca și cele dintre diferitele zone cu metamorfism diferit, pot fi explicate normal ținând seamă de ansamblul mecanic al întregii catene.

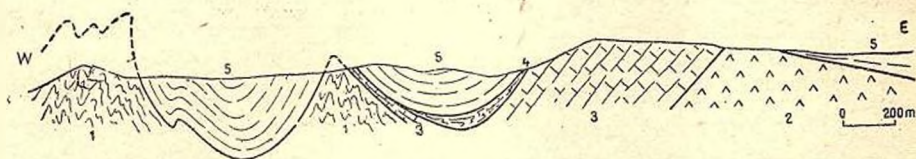


Fig. 12. — Profil geologic prin regiunea Petreștii de Jos — D. Crucii.

1, șisturi cristaline; 2, diabaze și porfiri triasice; 3, Jurasic superior; 4, Valanginian-Hauterivian; 5, Tortonian.

Deversarea bilaterală a cutelor din regiunea Buru—Rimetea—Săcădate nu este un fenomen singular, ci se generalizează la întreaga catenă și pentru toate formațiunile.

Cutele deversate la E caracterizează partea de E a întregii catene și sunt conforme stilului tectonic carpatic. Cutele deversate la W, merită să le cercetăm semnificația lor tectonică.

În Bazinul Arieșului a funcționat în timpul Cretacicului superior o zonă de sedimentație subsidentă. Această avant-fosă a exercitat un apel al sedimentelor dela răsăritul ei, dând naștere cutelor «à rebours» formate din Șisturi cristaline și Sedimentarul învecinat. După noi, deversările cu dublu sens nu sunt produsul unor împingeri tangențiale exercitate în sensul contrar mișcării generale ci ele sunt produsul apelului exercitat de depresiunile din interiorul catenei, ce au funcționat ca zone de subsidență.

Cutele «à rebours» au fost definitivitate într'o fază mai nouă, post-senoniană, după dovezile locale și post-eocene după cele regionale.

Afară de raporturile tectonice dela contactul Șisturilor cristaline cu Sedimentarul sau cele dintre diferitele zone de metamorfism, masivul cristalin prezintă deformări tectonice importante la extremitatea lui nordică.

În timpul Eocenului, masivul cristalin a suferit o peneplenizare în sectorul său nordic, ce a înlesnit invazia mării tortoniene. Astăzi, Șisturile cristaline sunt pătrunse longitudinal de depresiuni sinclinale umplute cu depozite mio-



cene. La N de V. Hăsdator, Șisturile cristaline își pierd și mai mult masivitatea, descompunându-se sub forma de insule ce se dezvoltă până în apropierea satului Deleni.

## B) TECTONICA MESOZOICULUI

Depozitele jurasico-cretacice din regiunea Buru—Petrești—Tureni se prezintă relativ simplu din punct de vedere tectonic.

Ele desenează un lung sinclinal al cărui fundament se reazimă la W pe Șisturile cristaline, iar la E pe masivul ofiolitic Buru—Săndulești.

Sinclinalul mesozoic Buru—Petrești are o dispoziție asimetrică evidențiată de inegala repartiție pe cele două flancuri ale Jurasicului și Neocomianului.

Flancul de E este reprezentat prin calcarele tithonice cu o grosime de cca 3 km în partea cea mai dezvoltată și care se subțiază treptat spre S.

Neocomianul ia parte, deasemenea, la constituirea flancului estic începând cu Cheile Turzii (fig. 13, 14), îngroșându-se apoi și complicându-se spre S.

Flancul de W este schițat slab de aflorimentele de calcare jurasice din D. Prip și D. Petricica.

Alura sinclinalului mesozoic este normală între Petreștii de Jos și Borzești. La N de Buru, sinclinalul luând contact cu marginea de E a Șisturilor cristaline, suferă o încălecăre ce se continuă apoi și la S de V. Arieșului.

Mesozoicul dela W Turda, cu o structură relativ simplă, a format obiectul principal în definirea unor mari unități tectonice.

I. P. VOITEȘTI (90, 92) și L. KOBER au formulat noi ipoteze asupra tectonicii Mesozoicului dela W Turda.

În concepția lui I. P. VOITEȘTI, Munții Apuseni ar fi constituiți din două mari unități tectonice: Pânza transilvană și Pânza bucovinică (UHLIG), care își are echivalentul în Pânza Conglomeratelor de Bucegi (VOITEȘTI).

În Munții Metaliferi, Pânza Conglomeratelor de Bucegi a fost considerată de VOITEȘTI ca fiind alcătuită din șisturi filitoase, Triasicul de tip Hallstatt, gresia cuarțitică liasică (?), calcare jurasice, depozite cretacice inferioare și injecțiuni de roce bazice.

Este interesant de menționat că zona Bedeleu a fost considerată la început ca o zonă de rădăcină. Prezența Mesozoicului de tip austro-alpin, împreună cu frecvențele apariții diabazice, ar putea veni în sprijinul unei zone de rădăcină.

În clasificarea generală a unităților tectonice alpine, L. KOBER a considerat «zona Turda» ca aparținând, «Centralidelor». Caracterul de «Centralid» al zonei Turda ar rezulta din faciesul austro-alpin al sedimentelor.

KOBER și-a bazat existența Centralidelor din Munții Apuseni pe datele stratigrafice expuse sintetic de către VADÁSZ și anume pe prezența discutabilă





a Triasicului de tip Hallstatt, pe Stratele de Klauss, cunoscute ca blocuri remaniate în Cretacic, pe Stratele cu *Aspidoceras acanthicum*, radiolarite, calcare tithonice, Cretacicul inferior sub facies de Fliș și Cretacicul superior



{Fig. 13. — Calcarele jurasice din Cheile Turzii.

sub facies de Gosau. Zona Turda a fost considerată de KOBER ca zonă de rădăcină a Centralidelor.

VOITEȘTI acordă acestei zone de rădăcină denumită «zona de Bedeleu» un alt sens și anume ea nu ar reprezenta locul de origină al Pânzei bucovinice ci o zonă de recutare profundă a acestei pânze, a cărei rădăcină, în sensul strict, a fost localizată undeva, în Depresiunea panonică.

Cercetările noastre au demonstrat că zona Bedeleu, în partea de S, arată o supraridicare axială și dezvoltarea ei sub forma unei pânze plund peste Neocomian.

### C) TECTONICA MIOCENULUI

Lămurirea problemelor stratigrafice din Bazinul Transilvaniei au

condus la descifrarea tectonicii sale. Bibliografia existentă asupra Bazinului Transilvaniei cuprinde o serie de lucrări anterioare anului 1910, privind stratigrafia Neogenului și o altă serie de lucrări tectonice, ce au urmat anului 1910.

Importanța tectonică a fost arătată la început de H. Böck și echipa de geologi unguri, care au lucrat la urmărirea elementelor tectonice în scopuri practice.





L. MRAZEC și E. JEKELIUS (46) s'au ocupat cu tectonica mare a Bazinului Transilvaniei distingând: o zonă neogenă necutată pe bordura muntoasă, o zonă a cutelor diapire, dezvoltată sub forma unui poligon cu 6 laturi inegale și, în fine, regiunea domurilor din centrul bazinului.

L. MRAZEC (45) a arătat, deasemenea, poziția Bazinului Transilvaniei în cadrul depresiunilor din interiorul orogenului carpatic.

A. VANCEA (87) și CIUPAGEA (6) au adus contribuțiuni la cunoașterea domurilor și a cutelor învecinate.

Ținând seamă de discontinuitatea elementelor structurale vom face o descriere pe regiuni și anume: regiunea Aiud, regiunea Ocna Mureșului, regiunea Unirea, regiunea Turda și regiunea Cluj — Cojocna.

1. *Regiunea Aiud.* a) Anticlinalul Aiud — Mirăslău se dezvoltă între Sinclinalul Lopașda la W și Anticlinalul Ciumbrud la E. La alcătuirea lui iau parte numai depozitele pontiene. Flancurile se desenează bine în V. Mirăslăului, unde axul anticlinalului se dezvoltă în lungul thalwegului (fig. 15) precum și în V. Aiudului.

b) Anticlinalul Ciumbrud prezintă în axul său Tortonianul bine dezvoltat între satele Ciumbrud și Pașida și este flancat de Sarmațian (fig. 16) și Pontian. Poate fi considerat drept continuarea nordică a Anticlinalului Ocnișoara.

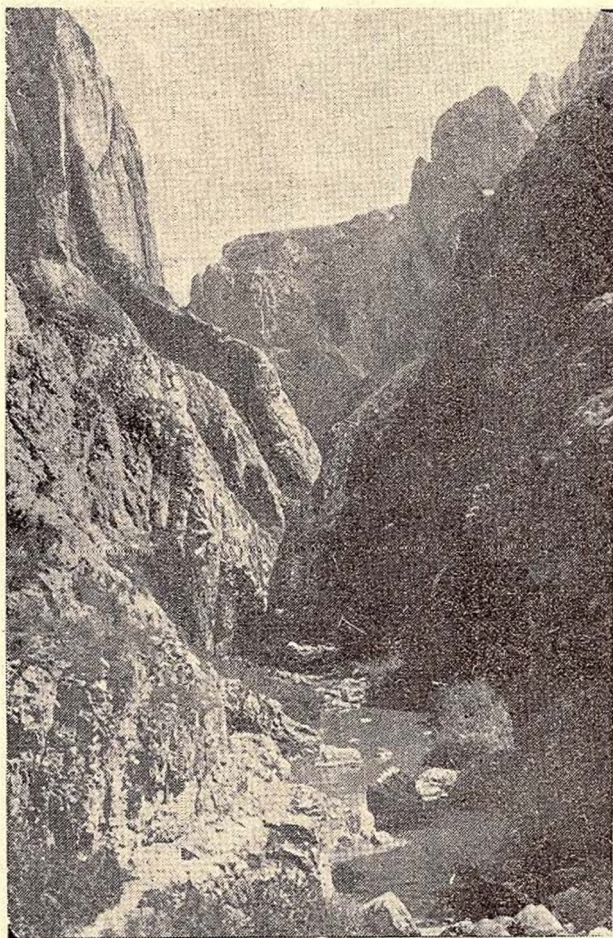


Fig. 14. — Calcarele jurasice din V. Hăsdatelor.





Valea Mureșului interesează sectorul nordic al anticlinalului Ciombrud, din care cauză nu-i putem preciza raporturile cu anticlinalul Ormeniș — Măhăceni.

2. *Regiunea Ocna Mureșului.* Regiunea Ocna Mureșului este cuprinsă între

V. Mureșului la N și regiunea Blaj — Ocnișoara la S. Elementele structurale dezvoltate aci sunt următoarele:

a) Anticlinalul Ocna Mureșului — Spânlața, orientat NW — SE, este alcătuit din sedimente tortoniene și sarmațiene (fig. 17) și prezintă în axul lui masivul de sare cu caracter diapir. În partea de SW (Ciunga) el prezintă o complicație tectonică locală.

b) Anticlinalul Căptălan — Copand este constituit din aceleași depozite miocene ca și Anticlinalul Ocna Mureșului, însă prezintă o dezvoltare mai mică din cauza Ponțianului ce se dispune oblic pe capătul sudică.

La N de V. Arieșului se continuă pe amplasamentul localității Gura Arieșului și apoi dispare sub terasa Arieșului.

Sonda nr. 1 Copand, săpată în anul 1914, situată pe flancul estic al acestui anticlinal, se pare că a prezentat manifestațiuni de gaze.

c) Anticlinalul Ciuci — Găbud prezintă șarniera vizibilă în malul stâng al Mureșului între localitățile Ciuci și Ghejea, iar la S apare evident prin suprafețele structurale ce-i marchează flancurile. La alcătuirea

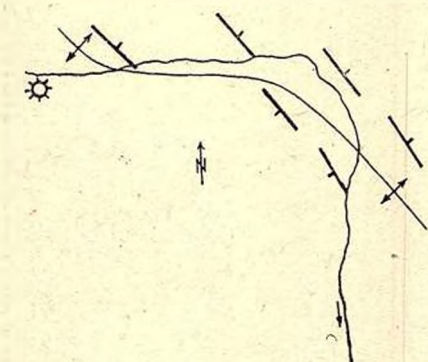


Fig. 15. — Anticlinalul de vale dela Moara lui Ghioruț.

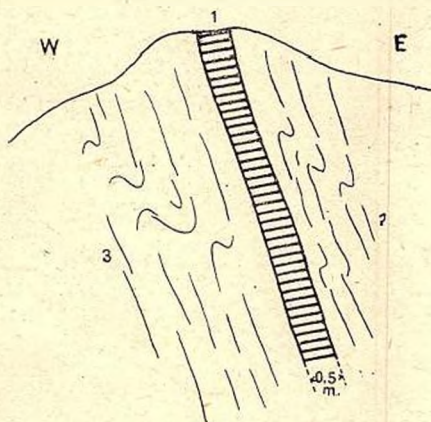


Fig. 16. — Raporturile Tufului de Ghiriș de pe flancul de W al anticlinalului Ciombrud.

1, tuf dacitic; 2, Tortonian; 3, Sarmațian.

lui iau parte depozitele sarmațiene, iar extremitatea sudică este mascată de Ponțian. Acest anticlinal se continuă la N de Mureș, pe sub șesul aluvionar al Arieșului. Flancurile lui se pot urmări pe ambele maluri ale Arieșului.



3. *Regiunea Unirea*. Regiunea Unirea este situată între marginea estică a M-ților Apuseni, cursul Văii Arieșului la N și E, iar la S este separată de regiunea Ocna Mureșului prin V. Mureșului.

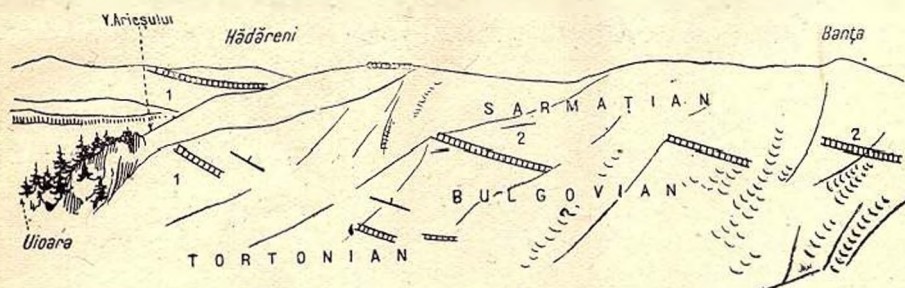


Fig. 17. — Tufurile dacitice de pe flancul estic al Anticlinalului Ocna-Mureșului.  
1, Tuful de Hădăreni; 2, Tuful de Ghiriș.

În această regiune am distins următoarele anticlinale:

a) Anticlinalul Ciugud—Măhăceni—Stejeriș, cel mai vestic, este orientat NW—SE, ca toate anticlinalele din regiunea Unirea, iar la alcătuirea lui iau parte Tortonianul, Sarmatianul și Pontianul (fig. 18).

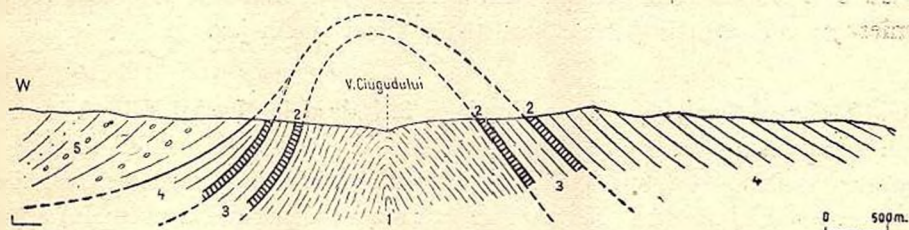


Fig. 18. — Anticlinalul Ciugud.

1, Tortonian mediu; 2, tuf dacitic; 3, Tortonian superior (Buglovian); 4, Sarmatian; 5, Pontian.

b) Anticlinalul Unirea, alcătuit din depozite tortoniene și sarmațiene, se poate urmări cu ușurință în porțiunea mediană și nordică, pe când la S, intervenind depozitele cuaternare, axul anticlinalului nu se poate preciza.

Acest anticlinal reprezintă continuarea nordică a Anticlinalului Ocna Mureșului. Prospeccțiunea gravimetrică condusă de AL. ESCA a precizat axul anticlinalului în dreptul șesului aluvionar al Mureșului și pe sub terasa acestei văi.

c) Anticlinalul Călărași—Lunca Mureșului, format din Tortonian și Sarmatian, prezintă flancul de E ca și extremitatea de N ușor de urmărit, pe când flancul de W nu prezintă deschideri favorabile. Șarniera se observă sub terasa Mureșului în dreptul localității Lunca Mureșului.

d) Anticlinalul Gura Arieșului a fost identificat în depozitele miocene, ce apar de sub depozitele de terasă în dreptul localității Gura

Arieşului. În partea de N, axul acestui anticlinal nu poate fi urmărit din cauza terasei Arieşului.

e) Anticlinalul Hădăreni—Gligoreşti—Lunca—Viişoara este alcătuit din Tortonian şi Sarmaţian. Flancul estic se află bine descoperit la răsărit de V. Arieşului, flancul vestic se urmăreşte pe malul drept

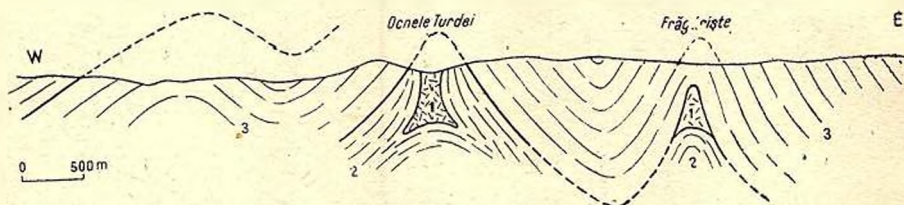


Fig. 19. — Anticlinalele dela Turda.

1, masive de sare; 2, Tortonian inferior; 3, Tortonian mediu şi superior (Buglovian).

al Arieşului, între localităţile Gligoreşti şi Lunca, graţie sedimentelor miocene ce apar, sub forma unei fâşii înguste, de sub pietrişurile de terasă.

La S de V. Mureşului, după cum am menţionat mai sus, se observă clar şarniera acestui anticlinal între localităţile Ciuci şi Ghejea.

4. *Regiunea Turda.* Regiunea Turda se întinde dela Nordul Văii Arieşului până la cumpăna de separare a apelor dintre V. Someşului şi V. Arieşului. În partea sudică a regiunii Turda se dezvoltă anticlinalele descrise mai jos.

a) Anticlinalul Mihai Viteazul se dezvoltă pe malul stâng al Arieşului, în dreptul localităţii Mihai Viteazul şi se poate urmări pe o distanţă relativ mică. Este alcătuit din sedimente tortoniene, iar pe flancul de W suportă sinclinalul sarmaţian dela E Cheia.

b) Anticlinalul Ocnele Turzii este alcătuit din depozite tortoniene şi apare clar pe teren, graţie unui nivel constant de tuf dacitic. Prezintă un caracter diapir, având un masiv de sare în axul său (fig. 19).

Direcţia acestui anticlinal a suferit o deviere importantă dela direcţia generală a cutelor şi anume ea a devenit N 35°E.

Partea axială este alcătuită din Tortonian inferior, iar flancurile sunt formate din depozitele Tortonianului mediu.

Extremitatea nordică se scufundă repede din cauza unei depresiuni locale scoasă în evidenţă şi de alte complicaţii structurale.

c) Anticlinalul Băile Romane a fost identificat prin lacurile sărate, instalate în vechile ocne şi terminaţia perianticlinală dela extremitatea lui sudică; restul se află acoperit de depozite cuaternare.



În partea de N a regiunii Turda am identificat cele două anticlinale care urmează:

d) Anticlinalul Aiton se distinge grație tufurilor dacitice din V. Aitonului, care marchează ambele flancuri, precum și izvoarelor sărate din axul său.

Tortonianul inferior apare în ax, iar Tortonianul mediu și superior îi formează flancurile. Este orientat N—S, iar extremitatea nordică dispare sub petecul de Sarmațian dela Feleac.

Se prezintă cu caracterele unui anticlinal asimetric; flancul de W este mai slab înclinat față de cel de E.

În partea de N intervine accidentul Tilalmas—N Jeger, desci-frat grație nivelelor de tufuri dacitice și care se dispune oblic pe extremitățile nordice ale Anticlinalului Ocnele Turzii și Anticlinalului Aiton.

e) Anticlinalul V. Florilor se dezvoltă în lungul Văii Florilor. Poziția stratelor tufurilor dacitice și manifestările saline ne-au condus la identificarea acestui anticlinal.

Ca și Anticlinalul Aiton, prezintă o deviere spre NE și apoi revine descriind un arc de cerc. Arcuirea executată axial se observă și pe tot flancul estic până la Sarmațian. Ea pare să fie efectul unei deformări de fundament, care a cauzat accidentul tectonic dela<sub>3</sub> Tilalmas—Jeger și a făcut să se conserve Sinclinalul Feleacului. Cauza acestei deformări pare a fi scufundarea extremității nordice a Munților Trascău.

5. *Regiunea Cluj—Cojocna.* Regiunea Cluj—Cojocna se dezvoltă la S de paralelul Cluj—Cojocna până în Nordul regiunii Turda și cuprinde următoarele elemente structurale:

a) Anticlinalul Feleac — Borhaci reprezintă extremitatea sudică a Anticlinalului Someșeni și se ascunde sub placa sarmațiană dela Feleac.

b) Anticlinalul Pața are caracterul diapir și este tot așa de redus ca întindere și acoperit, deasemenea, de Sarmațianul dela Feleac ca și anticlinalul precedent.

c) Anticlinalul Cojocna este evidențiat prin masivul de sare din ax și prin căderile în sens invers.

#### D) CARACTERE GENERALE

Elementele structurale descrise mai sus fac parte din «zona cutelor diapire» din partea de W a Cuvetei Transilvaniei. În cele ce urmează vom analiza caracterele lor generale.



1. *Orientarea.* Pe hărțile geologice de ansamblu ale Bazinului Transilvaniei, cutele zonei diapire dintre Mureș și Dej au o orientare uniformă și anume NE—SW.

Între Văile Someș și Mureș, cutele examinate de noi indică însă o direcție generală NW—SE. Ea nu concordă cu direcția cutelor mesozoice din Munții Apuseni din imediata lor vecinătate.

Zona diapiră circum-basinală a fost considerată ca prezentând cel puțin trei schimbări de direcție.

Privind în ansamblul lor cutele diapire, observăm că ele urmăresc conturul bazinului, suferind modulări prin trecerea dela o unitate geologică la alta.

2. *Discontinuitatea.* O însușire importantă a elementelor structurale identificate de noi este discontinuitatea. Întreruperea elementelor structurale în anumite sectoare este provocată de cauze diverse.

În primul rând, depozitele aluvionare ale văilor principale Arieșul și Mureșul fac să dispară continuitatea structurală între regiunile Turda, Ocna Mureșului și Unirea.

Racordarea cutei Unirea—Ocna Mureșului a putut fi făcută prin prospecțiile gravimetrice datorite ing. ESCA, executate în toamna anului 1948.

Continuarea Anticlinalului Lunca Mureșului la S de Mureș nu poate fi precizată din lipsa unor căderi inverse a stratelor.

Anticlinalul Gura Arieșului se continuă la Sudul Văii Mureș prin Anticlinalul Copand.

În bazinul inferior al Văii Arieșului, aluviunile și terasele sporesc dificultățile de racordare a elementelor structurale din regiunea Turda cu cele din regiunea Unirea.

Anticlinalul Măhăceni s'ar putea racorda numai cu Anticlinalul Miha-Viteazul, ținând seama de continuitatea lor geografică. Anticlinalul Unire, ar putea fi racordat cu Anticlinalul Ocnele Turzii, însă aci intervine nesiguranța deoarece în apropierea Anticlinalului Ocnele Turzii, apare Anticlinalul Băile Romane.

Un caz mai dificil îl prezintă Anticlinalele Călărași și Hădăreni, ce nu pot fi urmărite pe malul stâng al Arieșului unde se dezvoltă o serie monoclinală.

Între V. Arieșului și V. Someșului discontinuitatea elementelor structurale se datorește atât depozitelor cuaternare, cât mai ales fenomenelor tectonice.

3. *Variațiuni axiale.* Atât în lungul unei singure cute, cât și complexul întreg de cute situate pe același paralel prezintă o serie de schimbări de amplitudine.





Urmărind dezvoltările axiale ale întregului sistem structural în sens longitudinal, constatăm o ridicare axială continuă dela S spre N. La S de V. Mureșului culele au tendința de afundare sub Ponțian, iar la N de Arieș ele se ridică treptat, ajungând în regiunea Cluj să descopere fundamentul paleogen.

În mersul ascendent al cutelor dela S spre N se constată o serie de inflexiuni axiale, dintre care maximele sunt evidențiate de ridicarea masivelor de sare.

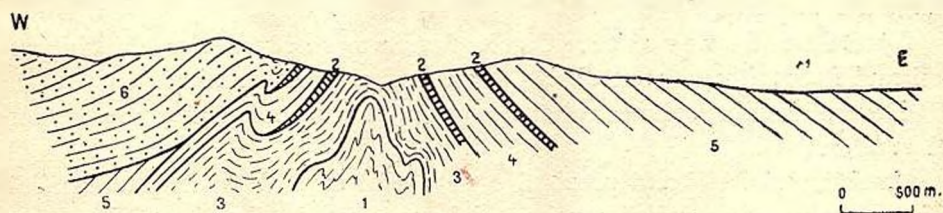


Fig. 20. — Anticlinalul Ocna Mureșului în V. Banței.

1, Masivul de sare; 2, tufuri dacitice; 3 și 4, Tortonian; 5, Sarmatian; 6, Ponțian.

La S de V. Arieșului se observă o ridicare axială maximă evidențiată prin apariția masivului de sare dela Ocna Mureșului (fig 20).

În regiunea Unirea culele au un mers uniform, fără ridicări puternice. În schimb, la N de V. Arieșului, acolo unde regiunea a suferit o ridicare în ansamblul ei, constatăm o serie de supraridicări axiale, marcate prin masivele de sare dela Turda, Aiton, V. Florilor, Pața, Cojocna.

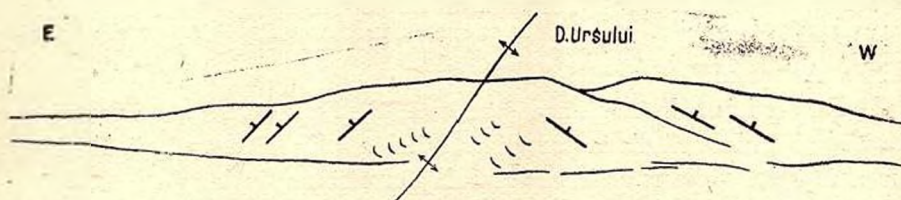


Fig. 21. — Extremitatea sudică a Anticlinalului Hădăreni pe malul stâng al Mureșului.

Urmărind dezvoltarea cutelor în sectorul sudic în sens transversal, constatăm o variație de amplitudine dela W spre E. În partea de W culele înregistrează o scoborire pe verticală, prin desenarea sinclinalului larg de Ponțian, numit Lopadea—Plăiești. Acest sinclinal se situează între marginea muntoasă și primul anticlinal și prezintă o alură largă, cu fundul aproape de orizontală.

Odată cu primul anticlinal (Anticlinalul Măhăceni), amplitudinea cutelor sporește, atingând un maximum la cel de al doilea anticlinal Unirea—Ocna Mureșului, apoi se observă o scădere treptată spre E până în bazinul inferior al Arieșului, unde dispar complet (fig. 21).

4. *Accidente tectonice meridiane*. Neogenul de pe marginea de W a Bazinului Transilvaniei prezintă o serie de accidente tectonice orientate N—S, pe care le-am numit «accidente tectonice meridiane».

a) *Cute normale*. Regiunea Unirea este domeniul cutelor normale, cu excepția Anticlinalului Măhăceni. Anticlinalele Unirea, Călărași—Lunca Mureșului, Gura Arieșului, Hădăreni—Gligorești Lunca sunt anticlinale cu flancurile normale.

b) *Cute deversate*. Cutele deversate se caracterizează prin paralelismul flancurilor ce sunt dirijate către același punct cardinal.

Deversările din regiunea noastră au un sens contrar față de sensul regional al cutelor.

Anticlinalul Măhăceni prezintă o deversare spre W în dreptul localității Ciugud, pe care o explicăm prin apelul exercitat de Sinclinalul Lopadea—Plăiești.

c) *Imbricațiuni vestice*. Intre V. Someșului și V. Arieșului cutele se urmăresc cu mari dificultăți, deoarece ele suferă solzificări, solzii fiind dirijați spre W.

Prezența imbricațiunilor este pusă în evidență prin înmulțirea orizonturilor de tufuri dacitice pe un spațiu relativ restrâns. În mod obișnuit, cutele cu alura normală se dezvoltă într'un sector redus și apoi ele se rezolvă prin falieri.

Fenomenul de imbricare face ca pe malul stâng al Arieșului, între Turda și Câmpia Turzii, să apară Tortonianul cu aspect monoclinal.

Repetarea tufurilor dacitice dovedește existența unor cute-solzi în partea de N a Arieșului.

d) *Diapire*. În regiunea cercetată, diapirismul se manifestă în zona cutată în alcătuirea căreia ia parte formațiunea saliferă tortoniană. El se caracterizează printr'o disarmonie structurală datorită masivelor de sare.

Deși se cunosc trei masive de sare exploatare, totuși raporturile cu sedimentele înconjurătoare nu sunt cunoscute decât pentru masivul de sare dela Ocna Mureșului, grație lucrărilor de explorare și exploatare executate.

Masivul de sare dela Ocna Mureșului, orientat N—S, prezintă o formă ovoidă, cu vârful ușor arcuit și îndreptat spre NE. Este acoperit de pietrișurile aluvionare ale Mureșului, pe sub care sarea apare la zi în fundul dolinelor sau în exploatările vechi surpate.

Sarea reprezintă o răsfrângere bilaterală, împrumutând masivului forma unei ciuperci. În partea de SW se pot observa raporturile dintre sedimentele miocene și sare, anume sarea se răsfrânge ușor peste Tortonian (fig. 6).

În general, răsfrângerea bilaterală a sării este de cca 50 m și ei i se datorește gătuirea masivului, constatată între 60—130 m adâncime (fig. 22).





Diapirismul din regiune este atenuat, el nu a ajuns să deformeze flancurile anticlinalului. Este un diapirism de ordinul II, spre deosebire de cel subcarpatic care străbate orizonturi superioare și poate fi considerat ca un diapirism de ordinul I.

Prospecțiunea gravimetrică a demonstrat la extremitatea sudică a masivului o inflexiune axială și o ridicare a masivului de sare în partea de S a orașului.

Prezența masivelor de sare diapirogene face să distingem următoarele două regiuni:

1. Regiunea dela Nordul Văii Arieșului, caracterizată prin cute scurte discontinue, cu caracter diapir, și

2. Regiunea cuprinsă între V. Arieșului și V. Mureșului, caracterizată prin cute normale și lungi, iar caracterul diapir manifestat local în porțiunile de supraridicare axială (Ocna Mureșului).

e) Fuga laterală. Pe versantul drept al Văii Ciunga se constată un accident tectonic local, pe care restul cutelor nu-l manifestă. Am considerat aci existența unor deformări de strate provocate de masivul de sare Ocna Mureșului, pe care am analogat-o cu «fuga laterală». Este vorba de un accident tectonic ce se află deviat față de direcția generală a stratelor, având traiectoria modificată de masivul diapirogen.

5. *Zone sinclinale limitrofe.* Zona cutată, caracterizată prin linii structurale directive, este delimitată la W și E de două sinclinale largi prezentând caractere diferite.

1. Sinclinalul Lopadea—Plăiești este alcătuit din depozite pontiene și este suportat la W de Tortonian, iar la E de Sarmațian.

Se află instalat între marginea necutată, rezemată pe fundamentul ofiolitic rigid și primul anticlinal al zonei cutate.

2. Sinclinalul V. Largă—Tăureni—Luduș este format din Sarmațianul ce se reazimă la W pe Tortonianul din Estul Văii Arieșului. El racordează zona cutată cu accidente meridiane și zona centrală caracterizată prin domuri și cuvete fără linii direcționale precise.

În cazul de față nu avem de a face cu un sinclinal ci cu o zonă cu alura sinclinală. În partea de W ea suferă o deformare marcată de Tufurile de Ghiriș.

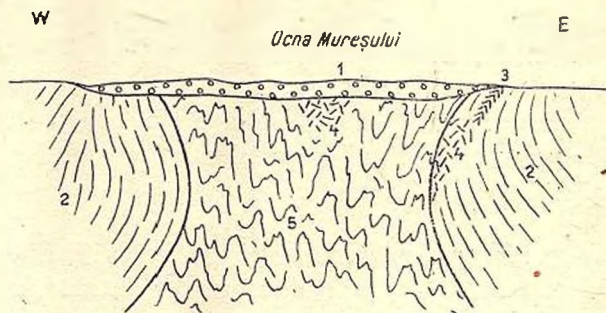


Fig. 22. — Secțiune prin masivul de sare dela Ocna Mureșului  
1, terasă; 2, marne și gresii tortoniene; 3, gips; 4, breccie; 5, sare.

La E flancul zonei se complică prin racordarea cu cuvetele interdomale. Aci nu avem a face cu un simplu flanc de sinclinal cu căderi uniforme ci cu suprafețe cilindroide, care se racordează cu flancul estic al zonei cutate.

6. *Neogenul necutat*. Schița tectonică a Bazinului Transilvaniei (L. MRAZEC și E. JEKELIUS, 1927) cuprinde o « zonă necutată, orizontală sau înclinată spre cuvetă », dispusă pe marginea de E a Munților Apuseni.

Cum această zonă se suprapune Sinclinalului pontic Lopadea—Plăești, dezvoltat la S de V. Arieșului, iar la Nordul acestei văi cu Sinclinalul Cheia, se înțelege că nu mai poate fi vorba de o « zonă necutată ».

Putem considera ca Neogen necutat numai petecele de Tortonian, rămase de pe urma eroziunii pe masivul eruptiv mesozoic, în împrejurimile localităților Podeni și Pietroasa.

7. *Neogenul cutat în domuri*, din centrul Bazinului Transilvaniei, care prezintă o stare de deformări rudimentare, neintrând în cadrul lucrărilor noastre, nu ne putem ocupa de el.

Regiunea domurilor se caracterizează prin prezența unor elemente structurale, ce nu sunt dispuse pe aliniamente precise.

### E) RELAȚIUNI ÎNTRE SUBSIDENȚĂ ȘI TECTONICĂ

Viața bazinului de subsidență al Transilvaniei rezultă din acțiunea combinată a mișcărilor tectonice și depunerea sedimentelor. Pentru a explica sedimentația, recunoaștem rolul capital al deformației tectonice suferită de substratum.

Concordanța perfectă între Tortonian, Sarmațian și Ponțian demonstrează lipsa unei activități orogenice și prezența acestor deformații cu rază mare de curbură.

Umplerea progresivă a bazinului, în permanentă scufundare, s'a făcut într-o perioadă de timp lungă și liniștită.

Deformarea fundamentului, contemporană sedimentației prin gradul ei de încetineală, nu a provocat discordanțe în masa depozitelor.

Rezultatul acestei deformări a fost modificarea continuă a centrului bazinului prin creșterea și scoborîrea nivelului de apă.

Deasemenea, a provocat ridicarea sau scoborîrea unor mici depresiuni, care au dat posibilitatea dezvoltării, pe alocuri, a unui regim lagunar.

Marea pătrunzând, pe principiul vaselor comunicante, în toate depresiunile create de deformările tectonice, a pus în evidență, la periferia bazinului, fenomenul de « eroziune interformațională », fenomen considerat de unii autori drept discordanță stratigrafică cu caracter regional.





În afară de deformările tectonice de fundament, contemporane sedimentației, au intervenit și deformările tectonice în perioada ce a urmat umplerii bazinului de sedimentație, pe care le-am descris mai sus și al căror mecanism de formare urmează să-l analizăm aci.

Din cercetarea detaliată a elementelor structurale se constată că deformările tectonice din Bazinul Transilvaniei nu au fost provocate de « puseul carpatic ». Mișcările tectonice din zonele carpatice, efectuate în timpul Tortonian-Ponțian, nu se pot identifica în interiorul Bazinului Transilvaniei.

Faza a treia a cutărilor steirice dela finele Tortonianului superior (I. P. VOIREȘTI), identificată în regiunile carpatice prin ridicarea în bloc a catenei, ca și faza atică dela finele Sarmațianului, nu apar în cuprinsul Bazinului Transilvaniei.

Pentru a explica schimbarea de direcție a cutelor din bazin, în ideea unor cutări de geosinclinal, ar trebui să admitem câteva hinterlanduri și vorlanduri puse simultan în funcție.

Presupunerea unei cutări carpatice în interiorul Bazinului Transilvaniei nu poate explica deversarea spre ~~W~~ a cutelor, adică în sens invers față de mersul cutelor carpatice.

Disarmonia cutelor neogene față de fundamentul paleogen nu poate fi explicată, deasemenea, în această ipoteză.

Necutarea zonei neogene periferice apare curioasă, ea prezentând un fundament de cute cretacee. Găsindu-ne în apropierea catenelor muntoase, ar fi urmat ca această zonă, în cazul unei cutări analoage celor din Subcarpați, să fie puternic influențată de mișcările tectonice.

Din cele de mai sus reiese că tectonica Bazinului Transilvaniei este independentă de tectonica carpatică.

Deformările tectonice s'au desfășurat în zona bordieră, care contrastează cu zona centrală de alură calmă, ce pare să se fi comportat pasiv în cursul mișcărilor tectonice.

Manifestările tectonice, în diversitatea lor, ajung să producă o similitudine de forme geometrice, care conduc la realizarea elementelor structurale convergente. Accidentele meridiane, descrise de noi, își au corespondentul în zonele carpatice.

Pentru realizarea acestor deformări tectonice nu a fost necesară însă acțiunea unor forțe mari. În Bazinul Transilvaniei avem de a face cu deformări lente, efectul unor solicitări slabe.

Fenomenul principal în producerea structurilor nu este cutarea provocată de presiuni tangențiale venite din afara bazinului, ci fenomenul esențial constă în translația orizontală, provocată de ridicarea unilaterală a catenei muntoase dela E (Carpații orientali).



Tectonica rezidă în interiorul bazinului și tot aci trebuie să-i cercetăm și mecanismul de formare.

#### F) MECANISMUL DE DEFORMARE A SEDIMENTELOR DIN BAZINUL TRANSILVANIEI

Mecanismul de deformare contemporană a sedimentației a încetat odată cu umplerea Bazinului Transilvaniei. Cauza acestei deformări — greutatea proprie sedimentelor — nu a dispărut și în consecință ea a acționat mai departe păstrându-și ritmul.

După încetarea fenomenului de subsidență, presiunea sedimentelor s'a exercitat asupra depozitelor de fund, iar rezultatul a fost translația orizontală, ajutată de ridicarea unilaterală a marginii bazinului.

Deslipirea și antrenarea materialului sedimentogen — rezultat al translației orizontale — s'a efectuat pe zone de rezistență minimă.

Fenomenul de deplasare pe orizontală a avut loc grație materialului plastic alcătuit din marnele și masivele de sare ale Tortonianului. Translația a avut ca rezultat antrenarea unei mase puternice de sedimente, realizată printr'o decolare impozantă a bazei plastice, rezemate pe un fundament relativ rigid.

Cauza motrice este dificil de indicat; însă ceea ce putem preciza este existența unui câmp de forțe, care a dirijat la început fenomenul de subsidență, iar la încetarea lui a continuat să deformeze sedimentele bazinului în mod lent și cu durată în timp, fluxul de materie pornind dinspre Carpații orientali spre centrul geologic al bazinului — unde presiunile erau maxime — și de aci către periferia lui.

În regiunea periferică, cu zone de rezistență minimă, a luat naștere fenomenul de cutare prin antrenare.

În ideea deformărilor prin antrenare a maselor sedimentare se pot explica toate accidentele tectonice menționate în Bazinul Transilvaniei.

Caracterul esențial al regiunilor cercetate este disarmonia la scară mare prin schimbarea accentuată a alurii cutelor. Disarmonia a fost provocată de fluxul de material heterogen deplasat cu viteze diferite.

Translația orizontală a produs prin deformarea sedimentelor în mișcare, cuto de antrenare de ordinul II, prin comparație cu pânzele de antrenare.

Cutele de antrenare formate sub o masă groasă de sedimente prin deplasarea avansată au provocat deversări și imbricațiuni orientate spre W. Deversările uniforme pe ambele margini ale bazinului relevă fenomenul de antrenare.

Cutele aruncate spre W prezintă un mecanism explicabil în ideea antrenărilor. Deplasarea sedimentelor sporită în anumite sectoare a dat naștere imbricațiilor spre W, care ajung uneori la adevărate șariaje.





Trăsătura dominantă a Bazinului Transilvaniei o formează diferența de stil tectonic între periferie, unde s'a localizat «zona cutelor diapire» și centrul caracterizat prin prezența domurilor și cuvetelor lipsite de aliniamente precise.

Cutele diapire periferice sunt cute de ordinul II și geneza lor poate fi explicată în detalii în ideea deformărilor tectonice prin alunecare și antrenare.

Domurile și cutele sunt efectele sensibile ale tasării masei sedimentogene din centrul bazinului. Sunt rezultatul noului echilibru al masei superioare de sedimente după alunecarea fundamentului plastic.

## CONCLUZII

Bazinul Transilvaniei reprezintă o arie de înecare născută pe seama cutelor carpatice, într'o zonă sensibilă care a funcționat ca un bazin de durată.

Este un bazin de subsidență, instalat pe o importantă cută de fond cu caracter sinclinal, care s'a accentuat lent și progresiv. A început să funcționeze odată cu începutul Paleogenului, a continuat prin întreruperi mai mult sau mai puțin localizate și a produs un ansamblu sedimentar cuprinzând Tortonianul, Sarmațianul și Pontianul, fără nici o discordanță notabilă.

În timpul sedimentației se constată o migrație a Bazinului; în partea de N a suferit o exondare, iar la S o înecare.

Alternanțele de sedimente cu mari afinități petrografice, urmărite pe verticală, arată că sedimentația s'a făcut sub același regim, caracterizat prin repetiții numeroase.

Extensiunea orizontală a sedimentelor arată existența unor depresiuni locale și a unor obstacole favorabile jocului lagunar.

Prin deformările tectonice de fund conturul și dimensiunile bazinului s'au schimbat permanent. Deasemenea, ele produceau variațiuni bathimetrice, care determinau afluența de sedimente terigene, care, turburând apele, provocau condiții biologice diferite.

Marea neogenă se caracterizează printr'o uniformitate de facies, printr'un complex de sedimente groase și monotone, iar regimul litoral favorabil vieții trece prin modificări lente la o alternanță născută sub regimul unei sedimentații terigene.

Concordanța perfectă a subdiviziunilor Tortonian, Sarmațian și Pontian demonstrează intervenția unei unități tectonice, având suprafețe cu rază mare de curbură.

Analiza detaliată a sedimentelor neogene demonstrează că acumularea de sedimente atinge cca 5.000 m. Cum depozite de mare adâncime care să depășească 200 m nu se cunosc, deducem că nivelul marin s'a menținut tot timpul la aceeași înălțime.



Bazinul Transilvaniei a suferit la începutul istoriei sale o scoborîre treptată și fără paroxisme pe măsura acumulării sedimentelor.

Centrul bazinului nu corespunde regiunilor celor mai profunde, ci zonei de maximă subsidență.

Stratigrafia Bazinului Transilvaniei ne poate furniza bazele unei sinteze tectonice și poate aduce sugestii pentru descifrarea stratigrafică și tectonică a regiunilor miocene subcarpatice sau cele aparținând Flișului paleogen.

Pentru a pătrunde tectonica Bazinului Transilvaniei trebuie să urmărim deformațiile tectonice ale fundamentului.

Fiind o arie de subsidență, creată pe o cută de fund cu alura larg sinclinală, a suferit deformații continue, pe care ni le-a evidențiat analiza sedimentației neogene.

Deformările mecanice adiacente sunt evidențiate prin pătrunderea automată a apelor marine.

După umplerea progresivă și înceată a bazinului ajungem la faza orogenică, care s'a dezvoltat în regiunea bordieră, pe când regiunea centrală pare să se fi comportat pasiv.

Tectonica Bazinului Transilvaniei apare independentă de tectonica carpatică prin natura accidentelor produse și prin mecanismul lor de formare. Pentru a o explica nu trebuie să facem uz de schema generală a cutărilor scoarței.

Nașterea cutelor și a accidentelor adiacente este un efect al translației orizontale, adică desprinderea și antrenarea făcută pe un fundament rigid prin intermediul unei mase plastice.

Viteza diferită a deplasărilor a dat naștere imbricațiilor, cutelor deversate și diapirelor de ordinul II.

În interiorul Bazinului Transilvaniei se constată o diferență de stil între cutele de antrenare de ordinul II, provenite dintr'o derivă peliculară și cutele de ordinul III (domuri și cuvete), formate prin tasările de fund.

*Primit; 19 Martie 1949.*





## BIBLIOGRAFIE

1. BALOGH E. Die bituminösen Kalke und ihre Mineralien aus der Umgebung von Kolozsvár (= Cluj), Kajántó und Turda. *Muzeumi-Füzetek. Mitt. a. d. miner. geol. sammlung d. siebenb. National-Museums*. Bd. 1, Nr. 1, pag. 51—80, Cluj.
2. BITTNER A. Valenciennes-Schichten aus Rumänien. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* 1884, Wien.
3. BÖCKH H. Ueber die erdgasführenden Antiklinalzüge des Siebenbürger Beckens. I. *Kgl. und. Finanzministerinn* 1911 Budapest.
4. — Kurzer zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911—1912 durchgeführten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenb. Beckens. II *Kgl. ung. Finanzministerium*, Budapest, 1913.
5. BRUSINA. Die Fauna der Congerien-Schichten. *Beitr. z. Pal. Osp.-Ung. u. d. or.* III. Budapest, 1884.
6. CIUPAGEA T. D. Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, București, 1935.
7. CZEKELIUS D. Über die Verbreitung der Salzquellen und des Steinsalzes in Siebenbürgen. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturw.*, 1854.
8. FICHEL I. E. Geschichte des Steinsalzes und der Salzgruben in Siebenbürgen. Nürnberg, 1780.
9. GHERMAN I. Cercetări geologice în colțul de Sud-Vest al Depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muz. Geol. Min.* Cluj, 1938.
10. HACQUET B. Ueber die Salzberge in Siebenbürgen und Galizien, *Molls Jahrbücher der Berg und Hüttenkunde*. Bd. I. 1794.
11. HALAVÁTS J. Allgemeine und palaeontologische Literatur der pontischen Stufe Ungarns. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Budapest, 1904.
12. — Daten zur Tektonik des siebenb. Beckens. *Földt. Közl.* XLIII. Budapest, 1913.
13. HAUER FR. și G. STACHE Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
14. HÉJJAS B. Siebenbürgens tertiäre Ostracoden. *Orv. Term. Tud. Ért.* XVII. Cluj, 1892.
15. — Neue Beiträge zur fossilen Ostracodenfauna Siebenbürgens. *Orv. Term. Tud. Ért.* XVI, 1894, Cluj.
16. HERPEY K. Geologische Beschreibung des Komitats Alsó-Fehér. (jud. Alba de Jos) *Monogr. des Kom. Alsó Fehér*, 1897.
17. HOERNES M. Die Fossilen Molusken des tertiären Beckens von Wien. *Abh. d. k. k. geol. R. A.* IV. Wien, 1870.
18. HOERNES R. Ein Beitrag zur Gliederung des österreichischen Neogens. *Zeitschr. d. deutsch geol. Ges.* XXVII. 1875.
19. ILIE MIRCEA D. Ridicări geologice în Munții Trascăului și bazinul Arieșului. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, București, 1931.



20. ILIE MIRCEA D. Levers géologiques dans la région de Ponor-Geoagiu de Sus. *C. R. des Séances de l'Inst. Géol. Roum.*, T. XIX. București, 1932.
21. — Restes de mammifères dans la région SW de Turda. *Ibid.* T. XX. București, 1933.
22. — Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et le bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* T. XVII. București, 1936.
23. JEKELIUS E. Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII. București, 1932.
24. KAISIN F. Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. de l'Inst. Géol. de Louvain.* T. XI.
25. KALECZINSKY. Über die ungarischen warmen und heissen Kochsalzseen, etc. Bud. 1902. *Földt. Közl.* Vol. XXXI, 1901.
26. KOCH A. Bericht über die in Sommer 1887 durchgeführte geologische Specialaufnahme des westlich von Torda gelegenen Gebietes im Torda-Aranyoser Comitate. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1887.
27. — Umgebungen von Torda (Explicatia hărții Turda, scara 1:75.000 (1886—1887).
28. — Ein neue Cölestin— und Barytvorkommen in der Nähe von Torda. *Math. Term. Ert.* VI. Budapest, 1887, *Ref. Földt. Közl.* Bd. XX, 1890.
29. — Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenb. Landesteile I. II. Paleogen und Neogen. Budapest, 1894, 1900.
30. — Geologische Beobachtungen in Siebenbürgen. *Orv. Term. Tud. Ért.* 1890.
31. LAZAR V. Aufnahmsbericht aus den Jahren 1911 und 1912. Bd. II. *Kgl. ung. Finanzministerium*, 1913.
32. LUCCA V. Câteva date asupra vârstei calcarelor metamorfice din V. Ieri, Munții Apuseni. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* Vol. III, 1929.
33. LOCZY I. Untersuchungen nach Kalisalze und Petroleum in Siebenbürgen. *Földt. Közl.* XLI, 1911.
34. — Über die Gaseruption von Kisármás (Sármázel). *Földt. Közl.* Vol. XLII, 1912.
35. — Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynklinalen des siebenb. Erzgebirges im weiteren Sinne und der NW Karpathen. *Földt. Közl.* XLVIII, 1918.
36. LÖRENTHEY E. Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitates, (jud. Sălaj), und Siebenbürgens. *Ert. II. Naturw. Sektion.* 1893, Cluj.
37. — Ein klassischer Fundort, der die Sarmatischen und pannonischen Bildungen überbrückenden Schichten in Ungarn. *Földt. Közl.* XXXIII, 1903.
38. — Beiträge zur Stratigraphie des pannonischen Ungarns *Földt. Közl.* XXXIX, 1908.
39. — Bericht über die im Sommer 1912 in Siebenbürgendurchgeführten geol. Untersuchungen. Bd. II. *Kgl. ung. Finanzministerium.* 1913, Budapest.
40. MATYASOWSKI I. Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilágy (Sălaj) im Jahre 1878. *Földt. Közl.* IX. 1879.
41. MAXIM J. Contribuțiuni la explicarea fenomenelor de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania. III. Lacurile sărate dela Turda. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. VI. 1936.
42. MERUTIU V. Contribuțiuni la studiul masivelor de sare din România. București, 1912.
43. MRAZEC L. Les plis diapires. *C. R. des séances de l'Inst. Géol. Roum.* T. VI, 1914—1915.
44. — et JEKELIUS E. Aperçu sur la structure du Bassin Néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Guide des excursions.* București, 1927.
45. — Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpates roumaines. *Bul. Soc. Géol. Rom.* Vol. I, București, 1932.





46. MRAZEC L. Sur le diapirisme. Les Carpates et l'avant-pays. III. *Serv. Géologique des Carpathes*. Warszawa, 1935.
47. — Sur les gisements de gaz naturels de la Cuvette transylvaine. *Ibid.* Warszawa, 1935.
48. NEUMAYER M. și HERBICH FR. Beiträge zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen, VII. Die Süßwasserablagerungen. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* XXV. 1875, Wien.
49. NIȚULESCU O. Contribuțiuni la cunoașterea faunei jurasice a calcarului dela Săndulești (Turda). *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. VI, Cluj, 1936.
50. — Contribuțiuni la studiul geologic al regiunii Schiopi—Petrești (jud. Turda). *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, 1936.
51. — Les radiolarites de Cheia Turdei. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III, București, 1937.
52. NURICSÁN J. Die chemischen Analysen der Salzquellen von Torda. *Földt. Közl.* Bd. XXIII, Budapest, 1893.
53. PÁLFI M. Das Vorkommen des Pyrrhotins bei Borrév (= Buru). *Orv. Term. Tud. Ért.* XX, Cluj, 1895. *Ref. Földt. Közl.* Bd. XXVI. 1896.
54. — Über die geologischen Verhältnisse im westlichen Teil des siebenb. Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1904.
55. — Ist die Metamorphose der kristallinen Schiefer der Gyalui-Havasok kretazisch? *Földt. Közl.* Vol. LVIII. 1928.
56. PAPP K. Über die staatlichen Schürfung auf Kalisalz und Steinkohle. *Jahresb. d. u. geol. A. f.* 1907, Budapest, 1909.
57. PASCU R. Carierele și apele minerale din România. Jud. Alba. *T. E. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, Nr. 8, București, 1920.
58. PAUCA M. și ILIE MIRCEA: Le Tortonien de l'E et de l'W des Monts Apuseni. *C. R. des séances de l'Inst. Géol. Roum.* T. XX. București, 1932.
59. — Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Geol. Rom.* T. II. București, 1934.
60. — La Bassin Néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* T. XVII. București, 1932.
61. PÁVAI-VÁJNA FR.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Oláhlapád (Lopadea). *Földt. Közl.* XI Budapest, 1910.
62. — Vorläufiger Bericht über die tektonischen Verhältnisse des NW-lichen Randes des siebenb. Beckens. Bericht über die Resultate der bisher zur Erforschung des Erdgasvorkommens des siebenbürgischen Beckens vorgenommenen Untersuchungen. II. *Kgl. ung. Finanzministerium*. Budapest, 1913.
63. POSEPNY FR. Zur Geologie des siebenb. Erzgebirges. *Jahresb. d. k. k. geol. R. A.* XVIII, Viena, 1868.
64. — Studien aus dem Salinargebiet Siebenbürgens. *Jahresb. d. k. k. geol. R. A.* Bd. XIII, 1867.
65. PRUVOST P. Sédimentation et subsidence. *Soc. Géol. Fr. Livre jubilaire 1830—1930.* T. II, Paris.
66. REUSS A. Paläontologische Beiträge über ein neues Vorkommen von Congerienschichten in Siebenbürgen. *Sitzungsber. d. k. k. Akad. Wissensch.* LVII, Wien, 1868.
67. ROTH L. TELEGD. Die Umgebung von Felvincz (Unirea) und Bágyon (Bădeni) in Com. Torda Aranyos (Turda) *Jahresber. d. ung. geol. A. f.* 1896.
68. — Die Randzone des siebenb. Erzgebirges in der Gegend von Várfalva (Moldovenești) Toroczkó (Rimetea). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1897.
69. — Der NO-Rand des siebenb. Erzgebirges in der Umgebung von Vidály (Vidolm), Nagy-Oklos (Ocolișul Mare), Oláh-Rákos (Răchișel) und Örményes (Ormeniș), *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1898.



70. ROTH L. v. TELEGD. Die Aranyosgruppe des siebenb. Erzgebirges in der Umgebung von Toroczko-Szt. György (Colțești), Nyirmező (= Poiana), Remete (= Remeș) und Ponor. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1900.
71. — Der Ostrand des siebenb. Erzgebirges in der Umgebung von Havasgyógy (Dealul Geoagiului), und Nagy-Enyed (Aiud). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1901, Budapest, 1903.
72. — Geologischer Bau des siebenb. Beckens in der Umgebung von Balázsfalva (Blaj) *Jahresb. d. k. ung. Geol. A. f.* 1906.
73. — Der Ostrand des siebenb. Erzgebirges bei Csáklya (Cetea) und das längs dem Marosfluss östlich anschliessende Gebiet. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1902. Budapest, 1904.
74. SAWICKI L. Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bull. Ac. Sc. Cracovie* 1912. No. 2 A, No. 3 A, pg. 130, 168. Cracovie, 1912.
75. SCHRETTER Z. Die stratigraphische Lage der sarmatischen Schichten in Ungarn. *Koch Gedenkbuch*, Budapest, 1912.
76. STURDZA M. Die Kochsalzwässer Rumäniens, Wien, 1930.
77. SZADECKZY J. Tufstudien in Siebenbürgen. *Muz. Füz.* Cluj, 1914—1917.
78. — Asupra originii și vârstei șisturilor cristaline din ținutul Arieșului (Munții Gilăului). *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI. București, 1923.
79. — Studii geologice în Munții Apuseni cu privire specială asupra formării șisturilor cristaline. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII, 1923—1924, București, 1930.
80. — Insula cristalină dintre comunele Petridul de Jos, Buru și Ocoliș. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, 1924—1925. București, 1930.
81. — Munții ascunși din Nord-Vestul Transilvaniei. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII 1924—1925, București, 1930.
82. SZADECKZY E. Neues Cölestinorkommen von Szind (Sândulești) *Földt. Közl.* Vol. 53, Budapest, 1923.
83. SZENTPETERY S. Die petrographischen Verhältnisse des Eruptivszuges Tur-Toroczkó. *Orv. Tem. Tud. Ért.* XXVI, 1904.
84. — Petrographische Verhältnisse des zwischen Borév (Buru), Varfálva (Moldovenești), Czegez (Pietroasa), Toroczkó (Rimetea), liegenden Teiles des Tur-Toroczker eruptiven Höhenzuges. *Sitzungsber. d. med. nat. Sect. d. sieb. Museumvereins.* Bd. XXVII. 1905.
85. TEGLAS G. Neuere paläont. Beiträge aus verschiedenen Gegenden Ungarns I. Kopánd. (Copăceni) bei Torda. *Földt. Közl.* Bd. XII, Budapest, 1912.
86. VADÁSZ E. Die mediterranen Echinodermen Ungarns. *Geologica Hungarica* T. I. Fasc. II. Budapest, 1915.
87. VANCEA A. Observațiuni geologice în regiunea de Sud-West a Câmpiei Ardelene, Sibiu 1929.
88. — Geologische Untersuchungen im West-südwestlichen Gebiete des Siebenbürgischen Beckens, *Bul. Soc. Geol. Rom.*, Vol. V, 1942, București.
89. VOITEȘTI P. I. Raporturile geologice între zăcămintele de sare și cele de petrol. *An. Min.* Nr. 13, 16, 17, București, 1924.
90. — Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* Vol. III, Nr. 1, 1929.
91. — Noțiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, Vol. V., Nr. 1, Cluj, 1934.





92. VOITEȘTI P. I. Evoluția geologico-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. V/2. Cluj, 1936.
93. ZEHENTMAYER K. Ansicht über die Formation der siebenb. Salzlager. *Verb. u. Mitt. d. sieb. Verb. f. Naturw.* I, 1850.
94. ZIMÁNYI K. Die kristalographischen Verhältnisse des Baryts und Coelestins vom Dobogo. Berg (Dăbâgău, Copăcenii). *Földt. Közl.* Bd. XX. Budapest, 1890.



Redactori de carte: Diversi. Comitetul Geologic 1952.  
Tehnoredactor: C. OLTEANU. Corectori: A. PETRESCU și  
G. CAZABAN.

*Dat la cules: 31.III.1952. Bun de tipar: 3.XII.1952 Tiraj 700.  
Hârtie cărți școlare de 65 gr. m.p. Ft. 70x100x16. Coli editoriale:  
26,70. Coli de tipar: 23 <sup>1</sup>/<sub>4</sub>. Comanda 393j/1952. Pentru bibliotecă  
indicele de clasificare 55 (058).*

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică Nr. 4  
Calea Șerban Vodă 133-135, București — R.P.R.







